

В.Г. Суярко

Моей маме Александре Васильевне Суярко –
исследователю подземных вод Донбасса –
посвящаю

**ГЕОХИМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО АВЛАКОГЕНА**

Харьков, 2006

УДК 556.314:550.4

ББК 26.35

С 89

Рекомендовано Ученым советом геолого-географического факультета.
Протокол № 10 от 26.05.2006 г.

Рецензенты: Решетов И.К. – доктор геолого-минералогических наук, профессор
Воеводин В.Н. – доктор геолого-минералогических наук, профессор

СУЯРКО В.Г. Геохимия подземных вод восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена. Харьков, 2006. – 225 с.

ISBN 966-623-362-2

Монография посвящена основным проблемам теории и практики современной гидрогеохимии. На основе данных 6 химическом составе подземных вод рассмотрены особенности их формирования, предложены модели гидрогеохимических аномалий различных генетических типов, охарактеризована роль воды в образовании и разрушении месторождений полезных ископаемых, описана методика гидрогеохимических поисков скрытого оруденения и приведены результаты ее применения.

Монография рассчитана на геохимиков и гидрогеологов, работающих в различных областях теоретической и прикладной гидрогеохимии, а также на геологов, геоэкологов, студентов геологических факультетов и всех, кого интересуют геохимические особенности и полезные ископаемые региона.

УДК 556.314:550.4

ББК 26.35

С 89

ISBN 966-623-362-2

© Харьковский национальный
университет имени В.Н. Каразина

© Суярко В.Г., 2006

СОДЕРЖАНИЕ

	Предисловие.	6
	Введение.	8
Часть первая.	Условия формирования и геохимические особенности подземных вод восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена.	10
Глава 1.	Геолого-гидрогеологические особенности региона	10
1.1.	Представления о структуре и геологическом строении.	10
1.2.	Основные черты металлогении и геохимии.	25
1.3.	Гидрогеологические структуры, виды коллекторов и особенности динамики подземных вод.	28
Глава 2.	Геохимические особенности подземных вод.	43
2.1.	Формирование химического состава подземных вод.	43
2.1.1.	Особенности миграции вещества в подземных водах.	43
2.1.2.	Природные факторы и процессы формирования химического состава подземных вод.	50
2.1.3.	Основные черты палеогидрогеохимической эволюции региона.	58
2.1.4.	Геохимические типы подземных вод и некоторые особенности их распространения в регионе.	65
2.1.5.	Гидрогеохимическая зональность в различных геологических структурах.	72
2.2.	Особенности геохимии и закономерности распределения некоторых микроэлементов в подземных водах.	77
2.2.1.	Бром.	79
2.2.2.	Фтор.	83
2.2.3.	Йод.	87
2.2.4.	Бор.	87
2.2.5.	Цинк.	92
2.2.6.	Мышьяк.	96
2.2.7.	Ртуть.	100
2.2.8.	Медь.	103

2.2.9.	Другие микроэлементы (свинец, барий, стронций, марганец, кобальт, никель, титан, молибден, серебро, сурьма, литий, рубидий)	106
Глава 3.	Генетические типы гидрогеохимических аномалий и условия их формирования.	110
3.1.	Модели формирования гидрогеохимических аномалий.	110
3.2.	О генезисе глубинных флюидов, разгружающихся в древних гидротермальных системах Днепровско-Донецкого авлакогена.	114
3.3.	Критерии выделения гипогенных и гипергенных гидрогеохимических аномалий.	121
Часть вторая.	Минерагеническая роль природных вод и методика гидрогеохимических поисков и прогнозирования глубокозалегающих месторождений.	124
Глава 4.	Роль природных вод в образовании и разрушении месторождений полезных ископаемых.	124
4.1.	Особенности формирования и разрушения гидротермальных месторождений.	126
4.1.1.	Ртутные месторождения Никитовского рудного поля.	126
4.1.2.	Покрово-Киреевское месторождение флюорита.	149
4.2.	Участие воды в формировании и разрушении залежей каменной соли.	158
Глава 5.	Методика и результаты гидрогеохимических поисков и прогнозирования глубокозалегающих месторождений в восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена.	172
5.1.	Опыт проведения гидрогеохимических поисков в Донбассе и Днепровско-Донецкой впадине	173
5.2.	Гидрогеохимические особенности рудных полей и поисковые критерии глубокозалегающих месторождений.	177
5.2.1.	Рудные поля Центрального Донбасса.	177
5.2.2.	Славянское рудное поле.	180
5.2.3.	Рудопроявления медистых песчаников.	180
5.2.4.	Покрово-Киреевское месторождение флюорита.	183

5.2.5. Гидрогеохимические критерии поисков и прогнозирования глубокозалегающих месторождений.	184
5.3. Результаты гидрогеохимического прогнозирования и перспективы поисков в регионе месторождений полезных ископаемых.	186
Заключение.	195
Литература.	198

ПРЕДИСЛОВИЕ

В основу этой книги положены результаты многолетнего изучения автором геохимии подземных вод Донецкого прогиба и Днепровско-Донецкой впадины, которые являются составными частями геологической структуры первого порядка известной как Днепровско-Донецкий авлакоген (палеорифт), Доно-Днепровский прогиб или Прогиб Большого Донбасса. Разнообразие полезных ископаемых, содержащихся в недрах региона и залегающих на различных глубинах заставляет широко использовать различные методы их поисков и прогнозирования. Среди них гидрогеохимический метод, как один из наиболее глубинных, имеет важнейшее значение.

Поскольку геологические процессы практически не происходят без участия воды, ее химический состав является весьма информативным признаком при прогнозировании скрытых и глубокозалегающих рудных и нерудных месторождений полезных ископаемых. Поэтому без изучения химического состава подземных вод и геохимических процессов, происходящих в земной коре при их непосредственном участии, невозможно решение многих из огромного количества научных и практических задач, стоящих сегодня перед геологами.

К сожалению, за долгие годы исследований в Украине не сложилось собственной гидрогеохимической школы. Отдельные вопросы геохимии подземных вод освещались в работах А.Е. Бабинца, И.Ф. Вовка, В.И. Лялько и других исследователей, но цельного, обобщающего труда, подобного этой книге, у нас ещё никогда не издавалось. Автор, используя огромный фактический материал, многочисленные экспериментальные данные, результаты реализации практических рекомендаций, а также отечественный и зарубежный опыт, стремился описать различные факторы и процессы, происходящие в сложной геохимической системе "вода – порода – газ – живое вещество" и дать объяснение геологическим явлениям, происходящим с участием подземных вод. Причем наряду с подробным рассмотрением геохимических процессов, он не только не боится давать ответы на дискуссионные вопросы, но и затрагивает новые, ещё неизвестные, проблемы.

Основное внимание в монографии уделено геохимии специфических гидрогеологических структур - зонам тектонических разломов. Эти, гидродинамически открытые структуры земной коры имеют важнейшее значение для гидротермального рудогенеза, поскольку по ним

происходит восходящая разгрузка минералообразующих растворов в верхние слои земной коры.

На основе моделирования и результатов практических исследований В.Г. Суярко убедительно доказывает, что сформировавшиеся в пределах разломных структур гидротермальные системы представляют наибольший интерес для изучения, поскольку воды, циркулирующие в них, очень часто имеют характерные признаки древних гидротермальных растворов. Теоретическое обоснование этого положения позволило ему разработать новое научное направление в современной гидрогеохимии, которое может быть сформулировано как "геохимия подземных вод гидротермальных систем".

Эта книга - первая монография по поисковой гидрогеохимии Украины. Написана она на высоком профессиональном уровне, "живым" языком и поэтому легко читается. Значительная часть её посвящена конкретным практическим рекомендациям по поискам и прогнозированию месторождений полезных ископаемых, что позволяет надеяться на интерес к ней не только со стороны геохимиков, гидрогеологов, гидрогеохимиков, геологов, но и специалистов, интересующихся разработкой минерально-сырьевых ресурсов Украины.

Доктор геол.-мин. наук, зав. отделом геологии и геохимии
рудных месторождений ИГМР НАН Украины,
профессор Киево-Могилянской академии

В.Н. Загнитко

ВВЕДЕНИЕ

Геохимические особенности подземных вод определяются процессами, протекающими в земной коре. Осадконакопление и тектогенез, магматизм и минералообразование, а также целый ряд других факторов оказывают самое активное воздействие на химический состав подземных вод, который по образному выражению А.М. Овчинникова (1948), "...отражает геологическую историю региона". В то же время, благодаря возможности находиться в трёх физических состояниях - твердом, жидком и газообразном, высокой проникающей способности и химической активности, вода участвует во всех геологических преобразованиях. Поэтому роль воды в формировании и разрушении минералов и горных пород огромна, а ее химический состав является важнейшим критерием прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. Именно в таком аспекте автор рассматривает подземные воды восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена.

Изучение геохимии подземных вод имеет важное значение в исследовании недр. Закономерности изменения их химического состава в различных геологических условиях лежат в основе представлений о процессах, происходящих в земной коре, среди которых: образование и выветривание минералов и горных пород, разгрузка глубинных флюидов, антропогенное загрязнение гидросферы и многие другие.

Днепровско-Донецкий авлакоген - крупнейший угольный, соленосный, нефте-газоносный и рудоносный регион Украины, в котором подземные воды являются, с одной стороны, важным фактором формирования большинства месторождений полезных ископаемых, а с другой - ценным источником хозяйственно-питьевого водоснабжения, баланеологическим, энергетическим и химико-сырьевым ресурсом. Поэтому исследование геохимических особенностей подземных вод восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена направлено на разработку рекомендаций, необходимых для повышения эффективности геологических работ и развития промышленного потенциала Украины.

Предлагаемая монография рассчитана на широкий круг читателей - гидрогеологов, геохимиков, геологов, геоэкологов, а также аспирантов и студентов геологических факультетов высших учебных заведений. Она может представлять интерес и для промышленников, интересующихся разработкой различных видов полезных ископаемых в регионе.

Автор широко использовал не только результаты собственных исследований, но и отечественный и зарубежный опыт изучения геохимии подземных вод. Большое внимание в книге уделено принципиально новым теоретическим и практическим положениям современной гидрогеохимии, которые позволяют решать многие важные народнохозяйственные задачи.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО АВЛАКОГЕНА

ГЛАВА 1

ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕГИОНА

Формирование подземных вод Днепровско-Донецкого авлакогена определяется историей их существования в земной коре. Поэтому для понимания гидрогеохимических процессов, происходящих в его недрах необходимо иметь четкие представления о тектонических, литологических, гидрогеологических, геохимических и других особенностях.

1.1. Представления о структуре и геологическом строении

Днепровско-Донецкий авлакоген (прогиб Большого Донбасса, Дно-Днепровский прогиб, Днепровско-Донецкий палеорифт) приурочен к ровообразному герцинскому грабену, образовавшемуся на юге Восточно-Европейской платформы и входящему в состав крупного линиамента, прослеживающегося от Северного моря до Тянь-Шаня [2, 211, 297, 309]. При ширине от 70 до 130 км авлакоген протягивается с северо-запада на юго-восток от Припяти до Дона и представляет собой не что иное, как древний, погребенный платформенный рифт [60, 168, 184, 268].

Такой подход к его генезису позволяет сопоставлять геологические, гидрогеологические, минерагенические, геофизические, геохимические и другие особенности Днепровско-Донецкого авлакогена с характерными чертами различных рифтогенных структур мира с целью поисков общих закономерностей и, в частности, геологической деятельности подземных вод.

В результате герцинской тектонической активизации, сопровождавшейся блоковыми движениями по разломам, образовался рифт, во многом сходный с более молодыми Байкальским и Восточно-Африканским рифтами [158, 185]. Его ложе, скорее всего, сложено материковой корой, так как по геофизическим данным в осевой части структуры под осадочным чехлом находятся дорифейские [60, 267] или

рифейские [309] породы. Ниже, на глубине более 35 км, залегает коро-во-мантийный слой, представленный щелочно-базальтовым комплек-сом вулканогенных пород [267]. Анализ вертикальной и гори-зонтальной зональности их распределения [60] указывает на пульсаци-онное развитие Днепровско-Донецкого авлакогена, которое характерно и для других рифтовых структур планеты [353]. Под влиянием сил гра-витации происходит дифференциация различных по массе составляю-щих мантии. При этом легкие фракции, насыщенные наиболее подвиж-ными компонентами, отжимаются вверх. Проникая по глубинным раз-ломам в верхние слои земной коры, они порождают процессы восходя-щего тепломассопереноса, характерного для всего периода развития геоструктуры, вплоть до настоящего времени.

Возникновение палеозойской рифтогенной структуры, сопровож-давшееся щелочно-основным интрузивным магматизмом, положило на-чало формированию Днепровско-Донецкого авлакогена. Бурная эффу-зивная деятельность повлекла за собой накопление вулканогенно-терригенных осадков и эвапоритов. К концу позднего девона началось воздымание ложа рифта, закончившееся на рубеже девонского и камен-ноугольного времени бретонской фазой герцинского орогенеза.

Начиная с раннего карбона, палеорифт испытывал устойчивое опускание, благодаря которому в нем образовалась мощная толща оса-дочных карбонатно-терригенных пород.

В позднем карбоне прогибание сменяется воздыманием, завер-шившемся в конце поздней перми заальской фазой герцинского текто-генеза, положившей начало формированию основных тектонических структур региона [66]. При этом восточная часть авлакогена была ин-версирована и преобразована в Донецкое складчатое сооружение, а в погружающихся центральной и западной его частях образовались соот-ветственно Днепровско-Донецкая впадина и Припятский прогиб [44].

На границе перми и триаса произошла заключительная фаза гер-цинского тектогенеза - пфальцская. Она сопровождалась интрузивным магматизмом и привела к образованию разрывных нарушений с ампли-тудами, превышающими 1000-2000 м. На границе мела и палеогена мощная ларамийская фаза альпийского тектогенеза, вызвавшая интру-зивный магматизм дайкового типа, способствовала окончательному формированию структурного облика Донецкого прогиба и ДДВ [66].

В настоящее время Днепровско-Донецкий авлакоген представляет собой синклиний, в центре которого образовалась крупная молодая антеклиза с палеозойским ядром. На фоне общего современного подъе-

ма в отдельных его частях наблюдаются опускания, что указывает на тектоническую активизацию глубинных разломов. С этой активизацией на протяжении длительного геологического времени связаны не только изменения структурного облика региона, но и поступление рудогенерирующего вещества в верхние слои земной коры, миграция углеводородов, формирование химического и газового состава подземных вод, а также многие другие геологические явления.

В процессе своего развития древний палеорифт заполнялся терригенно-эффузивными, карбонатными и галогенными отложениями, образующими три структурных этажа: палеозойский, мезозойский и кайнозойский. В результате тектогенеза осадочная толща была интенсивно разбита разрывными нарушениями и смята в складки, которые протягиваются вдоль зон региональных глубинных разломов.

Изучению геологического строения Донецкого прогиба и юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины посвящены труды таких видных ученых как А.П. Карпинский, Ф.Н. Чернышев, А.Д. Архангельский, Д.Н. Соболев, Л.И. Лутугин, П.И. Степанов, Н.С. Шатский, В.Г. Бондарчук, А.П. Ротай, С.И. Субботин, В.С. Попов, А.З. Широков, В.И. Скаржинский, В.Б. Соллогуб, А.В. Чекунов, М.В. Чирвинская, И.Л. Никольский, Б.С. Панов, В.Г. Белоконь, В.К. Гавриш, В.А. Корчемарин, И.Р. Белоус, М.Л. Левенштейн и др. В их работах, а также в многочисленных отчетах и публикациях других исследователей дана подробная характеристика геологического строения региона.

Стратиграфия и литология

По всему Днепровско-Донецкому авлакогену довольно хорошо изучены разрезы пород четвертичного, неогенового, палеогенового, мелового, юрского, триасового, пермского, каменноугольного и девонского возраста.

До недавнего времени считалось, что девонские отложения, несогласно залегающие на кристаллическом архей-протерозойском фундаменте – самые древние из палеозойских пород, заполняющих авлакоген. В результате глубинных геофизических исследований сделано предположение, что под отложениями карбона-девона находится слой мощностью 10-12 км, сложенный, судя по физическим свойствам, осадочными слабометаморфизованными породами [265].

Этот, скорее всего, "дорифтовый" слой, залегающий в осевом грабене, имеет, по-видимому, раннепалеозойский (ордовик-силлурийский)

возраст и может быть условно отнесен к самому нижнему, четвертому структурному этажу авлакогена. Однако ввиду дискуссионности данного вопроса, стратиграфия и литология региона рассматриваются, начиная с отложений девонского возраста (табл. 1.1).

Девонские породы, обнажающиеся в прибортовых частях авлакогена, а также в ядрах брахиантиклиналей представлены туфами, туфобрекчиями, порфиритами, базальтами, конгломератами, песчаниками, известняками и солями. В ДДВ глубина их залегания достигает 3000 м.

Каменноугольные породы несогласно залегают на породах верхнего девона и докембрия. На юго-востоке ДДВ мощность их достигает 4-8 км, а в центре Донецкого прогиба – до 12 км. Отложения карбона подразделяются на три отдела, которые, в свою очередь, состоят из свит, выделяющихся по маркирующим горизонтам известняков и углей.

Таблица 1.1

Литолого-стратиграфическая характеристика осадочной толщи
восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена

Система	Отдел	Свита (ярус)	Индекс	Литологический состав	Мощность, м
1	2	3	4	5	6
Четвер- тичная		Современные отложения	Q_{II}	Погребенные и совре- менные почвы	до 10
		Верхнечетвер- тичные			
		Среднечетвер- тичные	Q_{III-II}	Лессовидные суглинки; глинистые пески; крас- но-бурые песчаные гли- ны	до 20 - 30
		Нижнечетвер- тичные	Q_I		до 40
Неогено- вая	Плиоцен		N_{I-2}	Глины пестроцветные; ракушечники	до 15
	Миоцен	Полтавская	N_{Ipl}	Пески мелкозернистые, кварцевые. Песчано- глинистые отложения	до 60
Палеоген- новая	Олигоцен	Берекская	P_3br	Пески с прослоями пес- чаников, глин	3 - 25
		Харьковская	P_3hr	Пески глауконитовые; алевролиты; песчаники; опоки	2 - 30
	Эоцен	Киевская	P_2kv	Алевролиты, песчаники, глинистые мергели	6-40

1	2	3	4	5	6
		Бучакская	$P_2 b\bar{c}$	Пески мелкозернистые с линзами песчаников	3 - 25
		Каневская	$P_2 kn$	Пески мелко- и крупнозернистые; песчаники, алевролиты	7 - 30
Меловая	Верхний	Маастрихтский	$K_2 m$	Мергель и мел трещиноватые	до 550
		Кампанский	$K_2 cp$		
		Сантонский	$K_2 st$		
		Коньякский	$K_2 cn$		
		Туронский	$K_2 t$		
		Сеноманский	K_2		
	Нижний		K_1	Пески глинистые; глины	до 20
Юрская	Верхний	Киммеридж-волжский	$I_3 km-v$	Переслаивание глин, рыхлых песчаников, песков	до 345
		Келловей-оксфордский	$I_3 cl-ox$	Известняки доломитовые, песчаники известковистые	до 50
	Средний	Батский	$I_2 bt$	Глины темно-серые; глинистые песчаники	80-100
		Байосский	$I_2 bj$	Глины с прослоями песчаников	до 70
		Ааленский	$I_2 a$	Глины, переслаивающиеся с песчаниками	до 30
	Нижний	Тоарский	$T_1 t$	Глины	до 100
	Верхний		T_3	Глины пестро-цветные; песчаники разнозернистые; гравий	до 520
Триасовая	Нижний	Серебрянская	$T_{1-2} sr$	Глины пестро-цветные; песчаники разнозернистые	до 350
		Дроновская	$T_1 dr$		
Пермская	Нижний	Краматорская	$P_1 km$	Ангидриты; алевролиты; доломиты; каменная соль; гипсы	до 1065
		Славянская	$P_1 sl$		
		Никитовская	$P_1 n$		
		Картамышская	$P_1 kr$	Алевролиты; аргиллиты; песчаники с прослоями известняков	до 640
Каменноугольная	Верхний	Араукаритовая	C_3^1	Аргиллиты; алевролиты; песчаники; прослои известняков	1500-2450
		Авиловская, Исаевская	C_3^3		
	Средний	Московский	C_2^1	и каменных углей	

1	2	3	4	5	6
	Нижний	Башкирский	C_2^7	Песчаники; аргиллиты, известняки; доломиты	850-3800
		Намюрский	C_1^1		
		Визейский	C_1^5		
		Турнейский			
Девон-ская	Верхний	Франский	D_3	Конгломераты; песчаники; сланцы	350-500
		Фаменский			
	Средний	Живетский	D_2	Туфы; конгломераты; соли, песчаники, известняки	1000-2000

Пермские отложения распространены в ДДВ, а также в Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинах Донецкого прогиба.

Отложения мезозойского структурного этажа залегают на палеозойских породах почти на всей территории Днепровско-Донецкого авлакогена и отсутствуют лишь в местах выходов каменноугольных и пермских толщ.

Кайнозойские отложения развиты повсеместно и несогласно залегают на размытой поверхности палеозойских и мезозойских комплексов.

Тектоника

В настоящей работе за основу приняты схемы тектонического районирования Днепровско-Донецкого авлакогена В.С. Попова [66,69] и И.А. Майдановича [166], которые дополнены материалами более поздних исследований [56, 179, 259, 268 и др.]. Глубинные разломы выделены по В.К. Гавришу [56, 57, 58, 59, 60], В.И. Скаржинскому [179], В.Г. Белоконю [20], М.В. Чирвинской и В.Б. Соллогубу [309], В.Б. Соллогубу, М.И. Бородулину и А.В. Чекунову [266, 268], М.И. Бородулину [32], Р.М. Смишко [258, 259] и другими авторам.

Днепровско-Донецкий авлакоген ограничен зонами долгоживущих разломов – Барановичско-Астраханским – на севере и Припятско-Маньчским – на юге и разбит поперечными разломами (рис.1.1).

Блоковым характером Днепровско-Донецкого авлакогена определяется разделение структуры на отдельные части, отличающиеся как по условиям развития, так и по геологическому строению. В пределах рассматриваемого региона четко выделяются Донецкий прогиб и Днепровско-Донецкая впадина. Однако положение границы между ними определяется в очень широких пределах, в результате чего образуется обширная территория, отнесение которой к одной из вышеназванных

структур является дискуссионным. Одни исследователи склонны считать ее северо-западными окраинами Донбасса [66, 69, 179], другие – юго-восточной частью ДДВ [4, 62], а третьи – переходной зоной между ними [24, 63, 166]. К тому же, весьма проблематичны и тектонические параметры этой территории. Между тем, определенность позиций в вопросе установления границ между Донецким прогибом и ДДВ, как и параметров зоны сочленения этих структур, которую В.К. Гавриш (1968) назвал "Западно-Донецкий грабен", имеет принципиальное значение. Это необходимо не только для развития теоретических представлений о геохимии подземных вод, но и для решения многих задач практической геологии.

В.С. Поповым (1963) граница между Донецким прогибом и ДДВ проводится по Криворожско-Павловскому сбросу. Он аргументирует это главным образом тем, что к западу от разлома преобладают субплатформенные, а к востоку – субгеосинклинальные условия развития [66]. Этот разлом в плане совпадает с направлением выделенной В.К. Гавришем (1969) Мангусско-Губкинской зоны глубинных разломов [56, 60], которая является западной границей Западно-Донецкого грабена. С востока грабен ограничивается субмеридиональным Донецко-Кадиевским глубинным разломом [259].

Такие представления, по-видимому, наиболее соответствуют истине. Действительно, в отличие от Донбасса, осадочная толща Западно-Донецкого грабена менее дислоцирована тектоническими нарушениями. Здесь развиты преимущественно солянокупольные брахиантиклинальные структуры и довольно полно представлены галогенные (пермские) и мезо-кайнозойские формации. Все это, как и уменьшение в западном направлении степени метаморфизма углей, сближает Западно-Донецкий грабен с ДДВ. Однако существуют и довольно значительные различия между этими структурами. Они заключаются, в основном, в резком (в 2-3 раза) увеличении глубины залегания фундамента к востоку от Криворожско-Павловского разлома, исчезновении сбросов и появлении надвигов, а также в развитии мощной угленосной толщи карбона. В отличие от ДДВ, здесь (за исключением Спиваковской структуры и ряда куполов в Северной зоне мелкой складчатости) почти отсутствуют (на глубинах до 3000 – 4000м) сколько-нибудь значительные скопления углеводородов, а те, которые имеются, представлены, в основном, газовой фазой. Помимо указанных особенностей Западно-Донецкий грабен отличается от двух соседних структур и по характеру проявлений магматизма. Все это позволяет считать его переходной

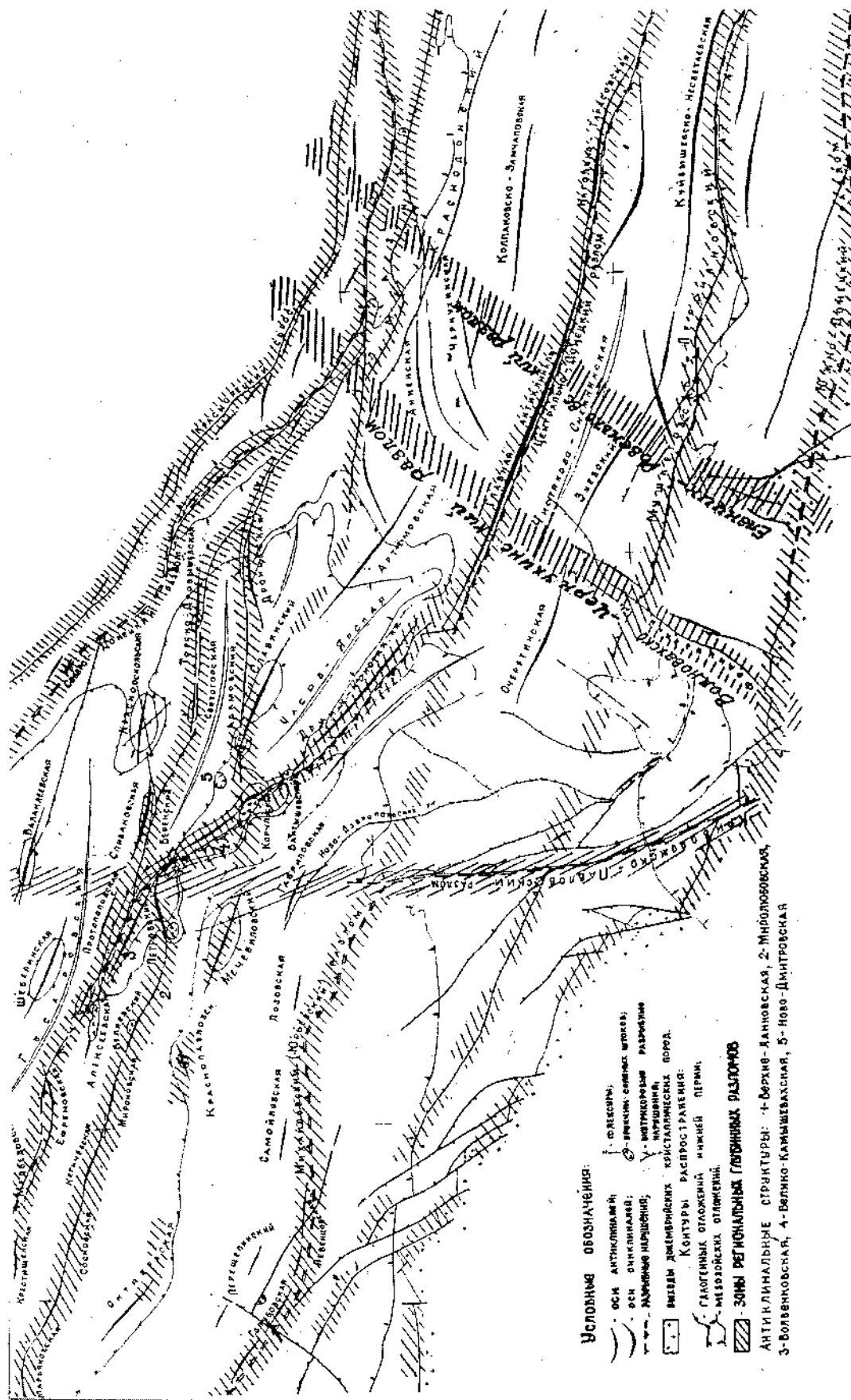


Рис. 1.1. Схематическая геолого-тектоническая карта восточной части Днепропетровско-Донецкого авлакогена

структурой между Донецким прогибом и Днепровско-Донецкой впадиной, которая на различных этапах геологической истории имела как геосинклинальный, так и платформенный характер развития.

В Днепровско-Донецком авлакогене разломы различных направлений являются основными связующими элементами между глубинными частями земной коры и мантии, с одной стороны, и осадочными отложениями, с другой. С ними связаны процессы тепломассопереноса, важнейшим фактором которого является разгрузка вод глубокого формирования, определяющая изменения химического состава подземных вод, происходящие до настоящего времени.

В осадочной толще рассматриваемого региона прослеживаются разломы двух основных направлений: северо-западного ("донецкого") и субмеридионального, хотя некоторыми исследователями выделяются также разломы северо-восточного и других направлений [32]. За исключением краевых и граничных поперечных, разломы проявляются в виде относительно узких (1-10 км) тектонически нарушенных зон, отстоящих друг от друга в среднем на 30-40 км [166]. Они в большинстве случаев, имеют мантийное заложение и образуют характерную систему блоков земной коры, являясь участками наиболее активного тепломассопереноса, к которым приурочены как древние гидротермальные очаги, так и современные гипогенные гидрогеохимические аномалии.

Разломы субширотного или северо-западного ("донецкого") направления играют наиболее важную роль в формировании геоструктуры Днепровско-Донецкого авлакогена. К ним относятся не только ограничивающие геоструктуру краевые разломы, но и целый ряд региональных разрывных нарушений глубинного заложения.

Припятско-Маньчская зона глубинных разломов – южная граница палеорифта. Ширина ее достигает 50 км и более [59]. На юге зоны в пределах Донецкого прогиба она представлена Южно-Донецким глубинным разломом, амплитуда смещения которого по фундаменту достигает 5-10 км [52]. В ДДВ продолжением его, по-видимому, является Михайловско-Юрьевский разлом, имеющий мантийное заложение и почти вертикальное падение с амплитудой смещения около 8 км [20, 32]. Северная граница зоны в осадочной толще выражена Мушкетовско-Персиановским надвигом, который хорошо виден на профиле ГСЗ в обоих слоях земной коры. С этим разломом и сопряженными с ним разрывными нарушениями связаны малые интрузии магматических пород. На востоке Мушкетовско-Персиановский надвиг переходит в систему Сальско-Маньчского разлома [179]. А на западе он, по всей вероятно-

сти, имеет продолжение в Волчанском выступе кристаллического фундамента, сопрягаясь с хорошо прослеженным на Украинском щите Девладовским разломом.

Барановичско-Астраханская зона краевых глубинных разломов, ограничивающая авлакоген с севера, на описываемой территории проявляется в виде двух крупных разрывных структур, секущих земную кору и достигающих мантии [56, 154] - Северо-Донецкого и Красно-рецкого разломов.

Северо-Донецкий разлом, являющийся южной границей зоны, прослеживается в виде серии разрывных нарушений с амплитудами от 1-4 до 10-12 км [20]. Амплитуды Краснорецкого сброса достигают 250 м.

Центрально-Донецкий разлом прослеживается в Центральной части Донецкого прогиба. Падая на север под углом 70-85°, он рассекает земную кору вплоть до границы Мохо [5, 32, 56, 165]. В породах палеозоя разлом выражен Главной антиклиналью Донбасса, свод которой разбит многочисленными диагональными разрывными нарушениями. В процессе мезо-кайнозойской тектонической активизации на антиклинали образовался ряд мелких купольных структур, рост которых наблюдается и в настоящее время [17, 285, 299]. Восточнее, в пределах Нагольного кряжа, глубинный характер этого разлома подтверждается пространственной связью с ним даек лампрофиров [179].

Корульско-Дроновский [179] разлом имеет западно-северо-западную ориентировку и совпадает с южной ветвью Марьевского надвига [66, 69], осложняющего Дроновскую, Славянскую и Корульскую купольные структуры. На сейсмогеологическом разрезе земной коры по линии Ногайск-Сватово [154, 179] он четко прослеживается до верхней мантии, что фиксируется по смещению границы Мохоровичича. В западном направлении Корульско-Дроновский разлом трассируется зоной гидрогеохимических аномалий, протягивающейся от Корульского купола через Мечебиловскую, Краснопавловскую и Октябрьскую структуры и далее - в ДДВ.

Петровско-Кременской разлом в осадочной толще выражен северной ветвью Марьевского надвига, осложняющей Терновскую, Каменскую, Святогорскую, Спиваковскую и Волвенковскую купольные структуры. Согласно геофизическим исследованиям [179], разлом имеет глубинный характер. В Днепровско-Донецкой впадине он, по всей вероятности, проходит через Алексеевскую и Крестищенскую брахиантиклинали.

Южнее, через Беляевскую, Кегичевскую, Верхне-Ланновскую и Марьяновскую структуры, от Петровского купола на запад, в ДДВ протягивается, по-видимому, еще один разлом [8], который пока геологически не картируется.

Краснодонский надвиг, простирающийся на востоке территории параллельно Осевому разлому и секущий земную кору с амплитудой до 1-3 км, имеет глубинное заложение. На профиле ГСЗ он достигает верхней мантии. В районе г. Стаханова разлом пересекается с Алмазным надвигом, также доходящим до границы Мохо [179]. Оба они образуют единую зону, протягивающуюся в Бахмутской котловине до северного крыла Первомайской антиклинали.

Разломы субмеридионального направления, делящие Днепровско-Донецкий авлакоген на отдельные мегаблоки, гораздо хуже прослеживаются в осадочной толще. Среди выделяемых различными исследователями структур такого рода, остановимся на наиболее значимых, определяющих как принципы тектонического районирования территории, так и ее геолого-гидрогеологические особенности.

Криворожско-Павловский глубинный разлом, как уже отмечалось, является выражением в осадочной толще Мангусско-Губкинской зоны разломов, отделяющей Западно-Донецкий блок (грабен) от ДДВ и Волчанского выступа Украинского щита. Разлом имеет крутое восточное падение ($60-80^\circ$) с амплитудой смещения поверхности фундамента до 2 км [20] и фиксируется по смещению границ Конрада и Мохоровичича [59, 179].

Донецко-Кадиевская зона разломов, или "шовная" зона, является отражением в осадочной толще Волновахско-Казанской глубинной структуры [56], ограничивающей Западно-Донецкий грабен с востока. К ней приурочены многочисленные разрывные нарушения (Французский, Центральный, Горловский надвиги) и антиклинальные складки (Ветковская, Горловская, Ясиновская и др.). В пределах ее влияния происходит искривление осей складок, воздымание поверхности рельефа и наблюдаются аномалии силы тяжести [56, 59]

Еланчик-Ровеньковский разлом, протягивается параллельно Донецко-Кадиевскому, но восточнее последнего. Согласно данным ГСЗ он фиксируется по смещению фундамента и границы Мохо с амплитудой в 1,5-2 км [20].

Помимо указанных зон разломов субмеридионального направления, некоторыми исследователями выделяется Керченско-Славянская зона глубинных разломов [32], которая имеет трансрегиональный ха-

ракт, рассекая Скифскую плиту, Украинский щит, Днепровско-Донецкий авлакоген и Воронежский кристаллический массив. В ширину она простирается от Криворожско-Павловского разлома - на западе до юго-восточного замыкания Славянской и Дружковско-Константиновской структур - на востоке. Возможно, что именно с этой зоной связано формирование целого ряда гидрогеохимических аномалий в синклинальных прогибах Бахмутской котловины.

С глубинными разломами определенных направлений связана не только гидрогеохимическая зональность, но и различные типы минерализации, скопления углеводородов, проявления минеральных и промышленных вод. Поэтому решение вопроса о пространственно-возрастном соотношении этих разломов имеет принципиальное значение.

Наиболее убедительно указанная проблема решалась донецкими геологами. Ниже приведены выводы, основанные на материалах изучения Донецкого прогиба и "переходной зоны" (северо-западных окраин Донбасса - по В. Попову), которые в равной мере справедливы и для Днепровско-Донецкой впадины.

В настоящее время известны три основные точки зрения на последовательность образования и эволюцию глубинных разломов Донецкого прогиба (включая и его "северо-западные окраины"). По представлениям П.И. Степанова и И.А. Майдановича [165, 166, 254] заложение и развитие разломов субмеридионального и северо-западного направлений происходило одновременно. М.Л. Левенштейн и Л.П. Нестеренко [157] высказывали мнение о том, что субмеридиональные разломы по отношению к разломам северо-западного простирания являются более молодыми. Однако подавляющее большинство исследователей [20, 25, 32, 254, 259, 266 и др.] пришли к выводу о более древнем заложении поперечных, субмеридиональных разломов. Именно такой взгляд разделяется и автором. На их докембрийское, возможно, - раннепротерозойское заложение указывает не только результаты глубинного сейсмондирования [266], но и совпадение простирания субмеридиональных разломов с ориентировкой докембрийских структур Украинского щита и Воронежского кристаллического массива.

Заложение разломов северо-западного, "донецкого" направления произошло, видимо, в девоне. Являясь наложенными по отношению к поперечным разломам, они еще со средне-позднедевонского времени приобретают доминирующее значение в геологическом развитии прогиба. С ними, в основном, связана и гидротермальная рудная минерали-

зация в породах различного возраста (Никитовское ртутное месторождение, рудопроявления Дружковско-Константиновской антиклинали, Славянского и Беляевского куполов, Покрово-Киреевского горста и др.), геотермические (в том числе гидротермические) аномалии, а также очаги разгрузки вод глубоких горизонтов, обогащенных микроэлементами и газами. В настоящее время в зонах глубинных разломов северо-западного направления по данным геофизических съемок фиксируются новейшие и современные тектонические движения различной направленности. Все это свидетельствует о постоянном подновлении, "жизни" этих разломов в течение всего периода их существования.

Таким образом, глубинные разломы северо-западного простирания, являясь относительно молодыми, играли и продолжают играть более важную роль в эволюции гидросферы, включая формирование ее геохимических особенностей, образование гидротермальной минерализации и разрушение месторождений полезных ископаемых.

В Днепровско-Донецком авлакогене пликативная тектоника представлена разнообразными формами, распределение которых в различных частях региона определяется особенностями их геологического развития.

Среди складчатых структур Донецкого прогиба основными являются линейные складки. Наиболее крупные из них: Главная, Куйбышевско-Несветаевская, Нагольно-Тарасовская, Колпаковско-Замчаловская, Зуевская и Чернухинская антиклинали, Чистяково-Снежнянская, Шахтинско-Несветаевская, Боково-Хрустальская синклинали. На крыльях прогиба развиты мелкие складки, отражающие блоковый характер склонов УКЩ и Воронежского массива. Складчатость Донецкого прогиба имеет четко выраженную западно-северо-западную ("донецкую") ориентировку (рис. 1.1), совпадающую с направлением региональных глубинных разломов.

В Западно-Донецком грабене (переходной зоне между Донецким прогибом и ДДВ) складчатость по формам и пространственной ориентировке весьма разнообразна, что отражает промежуточное положение этого региона между двумя внутренними мегаструктурами авлакогена. Основными составляющими грабена являются Бахмутская и Кальмиус-Торецкая котловины, в которых развиты относительно крупные линейные складки (Дружковско-Константиновская, Артемовская, Очеретинская, Дроновская антиклинали, Краматорская, Часов-Ярская, Святогорская синклинали).

Днепровско-Донецкая впадина отличается более спокойным характером пликтивной тектоники. Здесь преобладают солянокупольные структуры, протягивающиеся вдоль зон региональных разломов северо-западного направления. В межкупольных пространствах образовались синклинали, впадины и котловины.

Магматизм и вулканизм

В истории развития Днепровско-Донецкого авлакогена выделяется три этапа магматической деятельности: доскладчатый, складчатый и послескладчатый [36, 128].

Первый этап относится ко времени зарождения древнего рифта в среднем-позднем девоне. Для него характерно образование щелочно-основных габброидных, базальтоидных и щелочных эффузивов, а также диабазов. Магматическая деятельность была связана в основном с зонами краевых (Барановичско-Астраханского и Припятско-Маньчского) разломов, по которым изливались щелочно-ультраосновная, щелочно-базальтоидная, трахибазальтовая и толеит-базальтовая магмы. Толеит-базальтовые интрузии, по-видимому, имели место и в зоне Осевого разлома [128].

Характерная черта девонских извержений – накопление огромных толщ пирокластического материала и быстрая смена фаций в разрезах. Это, по мнению З.М. Ляшкевич и Т.В. Завьяловой (1977), является свидетельством того, что "...извержения происходили из аппаратов центрального типа, которые нередко образовывали цепочки вдоль глубинных разломов". По их представлениям – изверженные массы, включая и конечный продукт раскристаллизации – пепел, накапливались вблизи вулканических построек. В девонских отложениях сохранились остатки вулканических аппаратов (сс. Николаевка, Новотроицкое и др.) [154], что указывает на справедливость такого предположения. При этом магма, растекающаяся по разрывным нарушениям, внедрялась во вмещающие породы, образуя в них пластовые залежи и дайки. Изверженные породы первого этапа магматизма характеризуются обогащенностью железом, титаном, никелем, хромом, кобальтом.

Второй этап магматизма приходился на конец палеозоя и был связан с формированием основных складчатых дислокаций региона (заальская и пфальцская фазы герцинского тектогенеза). В течение этого этапа образовывались щелочно-базальтоидный и андезит-трахиандезитовый комплексы изверженных пород. В Донецком прогибе породы ком-

плекса образуют дайки, штоки и межпластовые интрузии, которые залегают среди каменноугольных отложений.

В Днепровско-Донецкой впадине, а также в "переходной зоне" со складчатым этапом магматизма связан соляной диапиризм, который сопровождался выносом обломков и глыб диабазов в кепроки соляных штоков. Абсолютный возраст изверженных пород из солянокупольных структур, определенный калий-аргоновым методом, составляет 313 ± 13 – 414 ± 14 млн. лет [128], что соответствует времени проявления девонского вулканизма. В пределах территории исследований брекчия изверженных пород встречена на Адамовской, Коркульской, Петровской, Беляевской, Краснопавловской и некоторых других структурах. Специфической геохимической особенностью изверженных пород второго этапа магматизма является повышенное содержание калия, магния, титана, циркония, ниобия, рубидия и редких земель. В то же время, в них отмечено уменьшение, по сравнению с породами предыдущего этапа, содержания элементов группы железа [154].

Третий этап магматической деятельности, происходящей в условиях активизации консолидировавшейся складчатости, наиболее представительно выражен Миусским комплексом лампрофиров, который относится к щелочно-базальтовому типу. Он сложен авгитовыми порфиритами, камптонитами, мончикитами, диабазами, габбро-диабазами, пикритовыми порфиритами. Возраст этих пород, определенный калий-аргоновым методом, составляет 160 ± 12 млн. лет [154], что позволяет отнести их к одной из киммерийских ("донецких" – по С. Бубнову) фаз ($J_3 - K_1$). С этим периодом связано затухание складчатости и образование разломов, по которым в земную кору проникали щелочно-основные магмы.

При рассмотрении особенностей магматизма Днепровско-Донецкого палеорифта, нельзя не отметить пространственной и временной связи между изверженными и галогенными породами, связи, которая характерна для большинства континентальных рифтов и авлакогенов мира [39, 184]. Действительно, соленакопление в палеорифте происходило в два этапа - в среднем-позднем девоне и в ранней перми. В это же время отмечались и наибольшие вспышки магматизма, приуроченные, с одной стороны, к бретонской, а, с другой - к заальской и пфальцской фазам тектогенеза. В девонских и пермских геологических разрезах ряда солянокупольных структур ДДВ отмечено как взаимное фациальное замещение пластов соли и изверженных пород, так и замещение плагиоклаза диабазов галитом, гипсом и ангидритом [164]. Учи-

тая, что насыщенные натрием и калием щелочные постмагматические растворы обычно содержат и свободный хлор [55, 335, 369], они могли стать основой формирования хлоридно-натриевых рассолов. Последние, поступая в разогретую структуру рифта, быстро испарялись с образованием каменной и калийной солей. Именно благодаря высокой температуре ложа рифта в девоне и прогиба в перми, сохранявшейся в течение миллионов лет, могла, по мнению автора, происходить интенсивная садка чистой, почти лишенной терригенных частиц, а также следов фауны и флоры, соли. По-видимому, указанные процессы происходили в морском бассейне. Однако, высказанная точка зрения – лишь предположение о возможном механизме соленакопления. Непростой вопрос о генезисе мощных толщ соли в рифтогенных структурах еще ожидает правильного ответа.

1.2. Основные черты металлогении и геохимии

Днепровско-Донецкий авлакоген является одной из важнейших металлогенических областей Восточно-Европейской платформы. Размещение рудной минерализации контролируется здесь долгоживущими глубинными разломами, в соответствии с направлением которых выделяются рудоносные зоны. Особое значение при этом имеют узлы пересечения разломов различных направлений, в которых обычно располагаются наиболее крупные эндогенные месторождения и рудопроявления.

Оруденение представлено, в основном, гидротермально-метасоматическим, гидротермальным и седиментогенным генетическими типами, среди которых выделяется несколько рудных формаций.

К первой из генетических групп относится формация рудоносных скарнов. Она известна в зоне сочленения Донецкого прогиба с Приазовским массивом УКЩ, где скарнированию подвержены породы карбонатной толщи нижнего карбона, которые контролируются разрывными структурами Южно-Донецкой зоны разломов. Скарны имеют железо-медно-кобальтовую специализацию и представлены минерализацией магнетита, гематита, халькопирита, борнита, халькозина, молибденита, кобальтоносного пирита, галенита, флюорита [316].

Гораздо шире представлены месторождения гидротермального генезиса, играющие основную роль в металлогении региона. Среди них, безусловно, ведущее место принадлежит ртутной рудной формации, в которой выделяются кварц-антимонит-киноварный (Никитовское руд-

ное поле), диксит-карбонат-киноварный (Дружковско-Константиновское рудопроявление) и карбонат-киноварный (Докучаевское рудопроявление) типы [515].

Золото-сульфидная формация, развитая в пределах Нагольного рудного поля, сформировалась на пересечении Центрально-Донецкого и Еланчик-Ровеньковского глубинных разломов, где образовались золото-сульфидные и полиметаллические рудопроявления. Основными рудными минералами этой формации, помимо золота, являются сфалерит, галенит, блеклые руды. Характерно присутствие пирита, арсенопирита, гидрослюд, анкерита, кварца, донбассита, кальцита [316].

Ртутно-полиметаллическая рудная формация представлена битумно-карбонат-киноварным и карбонат-галенит-сфалеритовым минеральными типами и приурочена к купольным структурам Северо-Западного Донбасса и ДДВ, расположенным вдоль субширотных разломов (Бежовская, Славянская, Корульская и другие структуры).

Полиметаллическая рудная формация, которая характеризуется наличием двух минеральных типов: кварц-карбонат-полиметаллического и кварц-хлорит-анкерит-полиметаллического развита в Нагольном рудном узле, в зоне сочленения Донецкого прогиба с Приазовским массивом УКЩ и на Северной антиклинали. Участки минерализации контролируются соответственно Центрально-Донецким, Южно-Донецким и Северо-Донецким разломами. Есть указания на наличие оруденения этой формации и в зоне глубинного Мушкетовско-Персиановского разлома [215].

Флюоритовая формация представлена тремя минеральными типами: карбонатно - (полевошпатово) - флюоритовым, кальцит-флюоритовым и кварц-флюоритовым. Первый из них характерен для Покрово-Киреевского месторождения флюорита, расположенного в узле пересечения Южно-Донецкого и Еланчик-Ровеньковского глубинных разломов. Главными минералами являются флюорит, кальцит, доломит и полевые шпаты. Помимо них встречаются серицит, кварц, хлорит, нефелин и некоторые другие минералы [178]. Кальцит-флюоритовый тип рудной минерализации развит как в зоне Южно-Донецкого краевого разлома (включая и Покрово-Киреевское месторождение), так и в зоне Северо-Донецкого краевого разлома. В последнем случае оруденение приурочено к известнякам свиты S_2^1 в северной зоне мелкой складчатости. Флюорит обычно встречается здесь вместе с дикситом. Кварц-флюоритовый тип оруденения сформировался при флюоритизации кристаллических пород.

Помимо указанных, в регионе получили развитие и другие рудные формации гидротермального генезиса. Среди них выделяются: сурьмяная, баритовая, битум-карбонат-сульфидная [316].

К числу седиментогенных (со значительной долей условности) можно отнести формацию медистых песчаников нижней перми, наиболее полно представленную в Бахмутской и значительно меньше - в Кальмиус-Торецкой котловинах Донбасса. О генезисе рудной минерализации этой формации нет четкого представления, поскольку одни исследователи относят их к гидротермальным, а другие - к осадочным образованиям [153, 155]. Скорее всего - генезис формации медистых песчаников является гидротермально-осадочным. При этом медьсодержащие растворы поступали по разрывным структурам Припятско-Маньчжурского регионального разлома (Алмазный и Мушкетовско-Персиановский надвиги) и, попадая в мелководный позднепермский морской бассейн, теряли медь и сопутствующие элементы на сероводородном геохимическом барьере [286].

За исключением последней, все указанные рудные формации региона очень четко контролируются разрывными и антиклинальными тектоническими структурами, образуя либо линейно вытянутые рудоносные (металлогенические) зоны, либо изометричные узлы (в местах взаимного пересечения разломов).

Рудные формации региона полихронны. Формирование их связано с герцинским и киммерийским тектоническими этапами. Причем мезокайнозойская тектоническая активизация вызвала образование наиболее крупных гидротермальных рудных формаций: ртутной, золото-ртутной, ртутно-полиметаллической и флюоритовой [179, 195, 221]. Это, по-видимому, было связано с проникновением на стадии затухания магматизма наиболее летучих продуктов дегазации мантии к поверхности [195, 221]. В результате, помимо рудного минералообразования, происходило формирование геохимических аномалий в породах и подземных водах.

Большинство геохимических аномалий различных типов имеет многокомпонентный состав. Наблюдается наложение гидрогеохимических, атмогеохимических и биогеохимических аномалий на литогеохимические. Форма геохимических аномалий обычно отражает простираание зон минерализации в породах или направление разрывных нарушений, по которым происходит поступление глубинных флюидов. Чаще всего аномалии формируются в пределах антиклинальных структур и образуют зоны, контролирующиеся региональными глубинными раз-

ломами. Каждая из таких зон имеет свою геохимическую специализацию.

Помимо изучения пространственного расположения геохимических аномалий и составления различных лито-, гидро- и газогеохимических карт, в регионе выполнены важные термобарогеохимические и изотопногеохимические исследования, а также разработаны геохимические модели процессов образования важнейших гидротермальных месторождений [138, 218, 221, 289]. Полученные в результате этих исследований данные свидетельствуют как о гетерогенности и полихронности источников химических элементов и соединений, так и о сложности процессов массопереноса и минералообразования, протекающих в недрах Донецкого прогиба и юго-восточной части ДДВ.

1.3. Гидрогеологические структуры, виды коллекторов и особенности динамики подземных вод

В пределах Днепровско-Донецкого авлакогена сформировался одноименный бассейн напорных вод первого порядка, в котором водоносными являются пески, трещиноватые песчаники, алевролиты, известняки, мергельно-меловые породы. Водоупорные толщи представлены глинами, аргиллитами и солями, наибольшее значение из которых имеют регионально выдержанные нижнепермская и верхнедевонская галогенные формации [134].

Гидрогеология Донбасса и юго-восточной части ДДВ уже довольно подробно описана [69]. Тем или иным ее аспектам посвящены многочисленные труды [10, 70, 134, 171, 172 и др.]. Поэтому в монографии приведены лишь наиболее характерные гидрогеологические особенности региона.

В Днепровско-Донецком водонапорном бассейне подземные воды содержатся в различных гидрогеологических структурах (под которыми автор понимает тектонически ограниченные геологические структуры с однотипными условиями залегания, динамики, формирования ресурсов и состава подземных вод). Наиболее характерными из них для большей части Донецкого прогиба являются массивы пластово-трещинных и трещинных вод, а для Западно-Донецкого грабена и ДДВ - малые артезианские бассейны пластовых вод [172]. Как правило, локальные гидрогеологические структуры имеют свои области питания, транзита и разгрузки [179, 243].

Гидрогеологически раскрытые проточные структуры, которые отличаются значительной эродированностью, гипсометрически высоким положением гидрогеологических резервуаров и, вследствие этого, хорошей промытостью - характерны для "открытого карбона" Донбасса.

Частично раскрытые полупроточные структуры образуются на крыльях крупных прогибов и впадин. Это наиболее часто встречающийся тип промывающихся структур в рассматриваемом регионе, поскольку к ним относится и большинство малых артезианских бассейнов, сформировавшихся в межкупольных синклиналях Западно-Донецкого грабена и ДДВ [24]. Закрытые слабопроточные структуры свойственны глубоким, практически непромываемым частям впадин и прогибов, погруженным ниже уровня моря.

Подземные воды, находящиеся в тех или иных гидрогеологических структурах содержатся в коллекторах различных видов: жильных, трещинных, карстовых, поровых и пластовых. Жильные коллекторы развиты преимущественно в зонах обводненных разломов региона (Центрально-Донецкого, Северо-Донецкого, Южно-Донецкого, Корольско-Дроновского, Мушкетовско-Персиановского и др.). Движение подземных вод в них осуществляется как снизу вверх - под воздействием гидростатического напора, геодинамических напряжений и давления глубинных флюидов, так и сверху вниз - под действием гравитационных сил.

Трещинные коллекторы имеют тектоногенное и экзогенное происхождение. Они характерны для палеозойских и меловых водоносных толщ бассейна. Тектоногенные трещины распространяются вглубь земной коры на сотни и тысячи метров. На больших глубинах, где горные породы находятся в состоянии напряженного равновесия, эти трещины, как правило, сомкнуты. Согласно исследованиям автора, в тектонически ненарушенных породах карбона Центрального Донбасса эффективная трещиноватость заметно затухает уже на глубинах 2500 - 2700 м. Наиболее глубокая тектоническая трещиноватость характерна для зон разломов и сопровождает их на всем протяжении.

Экзогенные трещины выветривания развиваются с поверхности и обычно не проникают глубже нескольких десятков метров (исключением являются участки горных выработок). Они создают густую сеть полостей, в которых накапливаются довольно значительные ресурсы инфильтрационных вод со свободной поверхностью.

Карстовые коллекторы характерны для районов развития карбонатных и галогенных отложений. Причиной их формирования часто

являются тектонические дислокации, сопровождающиеся как дезинтеграцией горных пород и минералов, так и нарушением физико-химического равновесия в системе "порода - вода". В результате активизируются процессы выщелачивания легкорастворимых соединений, что приводит к образованию в породах пустот, каверн и различных полостей. Системы карстовых коллекторов в Днепровско-Донецком водонапорном бассейне формируют локальные бассейны трещинно-карстовых вод [60].

Поровые коллекторы обычно имеют наложенный характер и образуются, в основном, в кайнозойских и мезозойских отложениях. В них формируются значительные ресурсы грунтовых инфильтрационных вод. Ниже зоны аэрации роль поровых коллекторов резко уменьшается. Химический состав находящихся в них вод наиболее тесно связан с составом вмещающих пород.

Пластовые коллекторы, которые отличаются большой мощностью и региональным распространением имеют важнейшее значение в формировании ресурсов подземных вод. В Днепровско-Донецком водонапорном бассейне наиболее мощные пластовые коллекторы находятся в каменноугольных, триасовых, верхнеюрских и меловых отложениях.

В природе все указанные типы гидрогеологических коллекторов в чистом виде встречаются крайне редко. Обычно образуются "смешанные" коллекторы: трещинно-пластовые, пластово-поровые, трещинно-карстовые и другие, формирование которых обусловлено взаимозависимостью различных процессов, происходящих в земной коре и на ее поверхности

Подземные воды Днепровско-Донецкого водонапорного бассейна имеют сложную гидродинамическую зональность [134], обусловленную развитием природных водонапорных систем трех генетических типов: инфильтрационных, элизионных и термогидродинамических (рис. 1.2). Инфильтрационные системы развиты в кайнозойских и мезокайнозойских водоносных комплексах, а также в неглубоко залегающих (до 300 – 600 м) водоносных горизонтах палеозойских отложений. Подземные воды, находящиеся здесь в различных коллекторах - поровых, трещинных и карстовых, передвигаются под действием гидростатического напора, определяющегося разностью гипсометрических отметок между областями питания и разгрузки водоносных горизонтов. Скорости их изменяются от 0,001 м/сут до 120 м/сут. Водоносные структуры в зоне распространения инфильтрационных систем отличаются хорошей промытостью [179].

В водоносных комплексах, залегающих под мощными водоупорными толщами на глубинах более 800-1000 м, получили развитие элизионные водонапорные системы. Подземные воды, находящиеся здесь в основном в трещинных и трещинно-пластовых коллекторах, движутся с очень малыми скоростями, иногда не превышающими $n \cdot 10^{-3}$ м/год, которые сопоставимы со скоростями вековых колебательных движений земной коры и изменением структурных планов водоносных комплексов [179]. Скорости движения подземных вод в процессе вертикальной разгрузки по зонам тектонических разрывных нарушений достигают $n \cdot 10^0$ - $n \cdot 10^1$ м/год (Терещенко, 1966).

Термогидродинамические водонапорные системы развиты в наиболее погруженных высокотемпературных толщах палеозоя. В результате термогидратации происходит выделение из пород вод и флюидов, миграция которых протекает в трещинных коллекторах с еще меньшими, чем в элизионных системах, скоростями, и полностью определяется тектоническими напряжениями в земной коре [179]. В условиях, при которых разгрузка этих вод по тектоническим разломам затруднена, формируются локальные очаги сверхгидростатического пластового давления [181].

В гидродинамически активных зонах разрывных нарушений между инфильтрационными, элизионными и термогидродинамическими системами устанавливается гидравлическая взаимосвязь. Она проявляется в восходящей разгрузке вод глубокого формирования, которые в верхней части гидрогеологического разреза смешиваются с водами неглубоко залегающих водоносных горизонтов. Эти воды обычно отличаются высокими напорами, аномальным химическим составом, а нередко и повышенной температурой.

В районах с мелкоблоковым геологическим строением палеозойской толщи границы развития инфильтрационных и элизионных систем весьма изменчивы. В зависимости от структурного положения отдельных тектонических блоков, глубина их залегания в пределах небольших площадей резко колеблется - от 0 до 1000 и более метров, как, например, в Донецко-Макеевском геологическом районе Донбасса [179].

Питание водоносных комплексов инфильтрационных систем осуществляется, в основном, за счет атмосферных осадков и перетока вод выше залегающих отложений. С глубиной все большее значение в их питании приобретают воды глубокого формирования, роль которых возрастает в элизионных и особенно – в термогидродинамических системах.

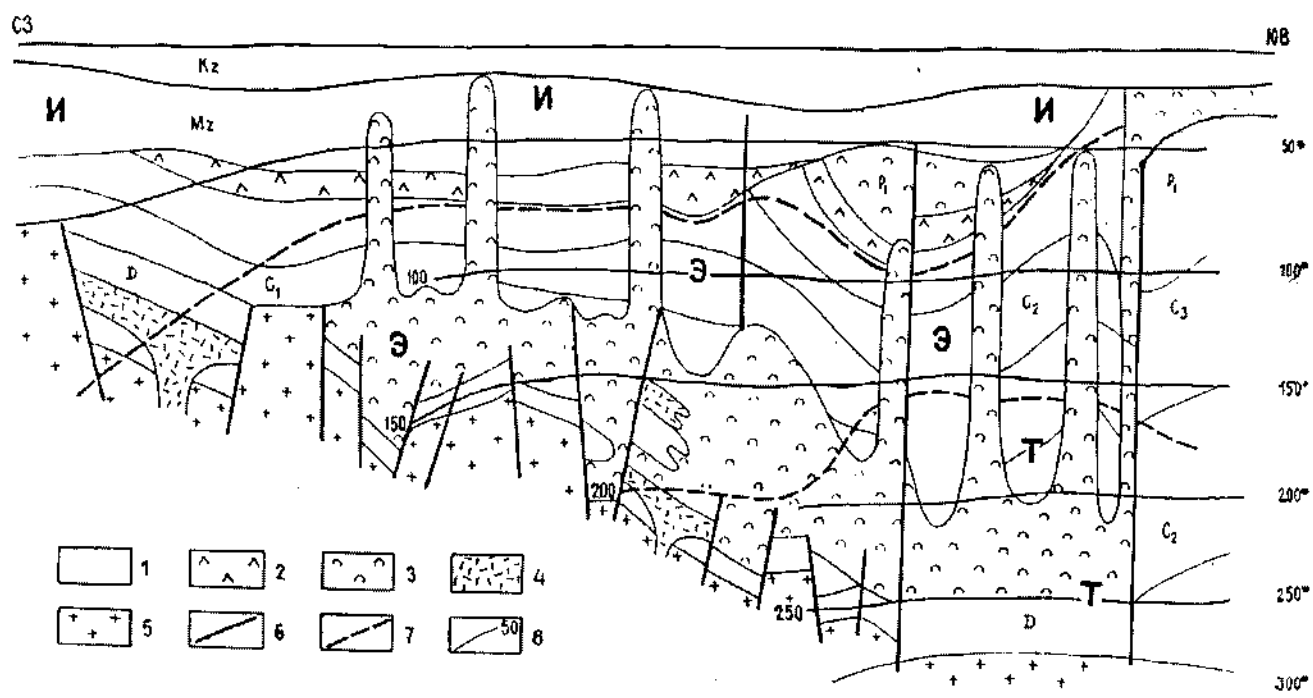


Рис. 1.2. Продольный гидродинамический разрез через Днепровско-Донецкий водонапорный бассейн (по В.В. Колодию, 1983)

Геогидродинамические системы:

И – инфильтрационные,

Э – элизионные,

Т – термогидродинамические.

1 – осадочные породы; 2 – соленосная формация перми; 3 – соленосная формация девона; 4 – вулканогенные породы; 5 – кристаллический фундамент; 6 – разломы; 7 – границы водонапорных систем различных типов; 8 – геоизотермы, $^{\circ}\text{C}$.

Существованием различных водонапорных систем определяются основные черты динамики подземных вод региона. В свою очередь, принадлежность подземных вод к одной из этих систем обуславливает их место и роль в процессах, происходящих в земной коре.

Характеристика водоносных горизонтов и комплексов

Сложное геологическое строение и литолого-фациальная изменчивость водовмещающих пород привели к образованию в Днепроовско-Донецком водонапорном бассейне более 500 водоносных горизонтов, сформировавшихся в породах кайнозойского, мезозойского и палеозойского возраста. Все они объединяются автором в следующие комплексы: четвертичный, неоген-палеогеновый, верхнемеловой, терригенного мела и юры, триасовый, нижнепермской галогенной формации, терригенных отложений нижней перми и терригенного карбона, карбонатной толщи нижнего карбона и девонские - надсолевой и подсолевой (табл.1.2).

Таблица 1.2

Характеристика основных водоносных комплексов восточной части Днепроовско-Донецкого бассейна

Водоносные комплексы (индексы)	Литологический состав		Удельный дебит, л/с	Кэффициент фильтрации, м/сут	Типы скоплений подземных вод	Характер напора
	основных водовмещающих пород	водоупорных толщ				
1	2	3	4	5	6	7
<i>Q</i>	Почвы, пески, лессовидные суглинки, гравий, галечники	Глинистые почвы, илы, плотные суглинки, глины	0,05-6,0	0,001-40,0	Поровые	Безнапорные, слабонапорные
<i>N-P</i>	Пески, рыхлые песчаники, кавернозные известняки, гравий	Глины, мергели	0,01-16,0	0,001-28,3	Поровые, порово-трещинные	Безнапорные, слабонапорные
<i>K₂</i>	Трещиноватые мел и	Плотные мергельно-	0,01-40,0	от 0,005-	Трещинные, трещинно-	Безнапорные,

1	2	3	4	5	6	7
	мергели	меловые породы		1,0 до 10,0-120,0	жильные, трещинно-карстовые	слабо-напорные, напорные
$K_{2cm} - K_1-J$	Пески, спонголиты, трещиноватые известняки и песчаники, галечники	Плотные мергельно-меловые породы, глины	0,15-18,0	0,5-30,0	Трещинно-пластовые, порово-пластовые, трещинные	Напорные
T	Пески, песчаники, конгломераты, галечники	Глины	0,06-4,0	от 1,0-2,0 до 20,0	Порово-пластовые, порово-трещинные, трещинные	Напорные
qP_1	Закарстованные гипсы, доломиты и известняки, брекчия выщелачивания солей	Плотные соли и ангидриты	от 4,0 - 12,0 до 25,0-75,0	от 0,1-1,0 до 150,0	Трещинно-карстовые, трещинные, карстовые	Безнапорные, слабо-напорные
$P_1kr - C_1^2$	Трещиноватые песчаники, известняки и алевролиты	Аргиллиты, плотные известняки и алевролиты	0,001-6,0	от 2,0 до 100,0	Пластово-трещинные, трещинные, пластово-поровые, пластово-карстовые	Напорные
C_1^1	Закарстованные и трещиноватые известняки и доломиты	Плотные аргиллиты и алевролиты	0,01-30,0	до 100,0	Трещинно-карстовые, трещинные, карстовые	Безнапорные, слабо-напорные
D	Песчаники, известняки, конгломераты, трещиноватые алевролиты, туфы	Соли, глины, аргиллиты	0,001-1,0	0,01-10,0	Трещинные, трещинно-пластовые, трещинно-жильные	Напорные

В зависимости от положения гидрогеологических структур, глубины залегания, литологического состава водовмещающих пород и ря-

да других факторов подземные воды различных водоносных горизонтов и комплексов отличаются особенностями динамики и химического состава, а также физическими свойствами (рис. 1.3).

Подземные воды кайнозойских отложений

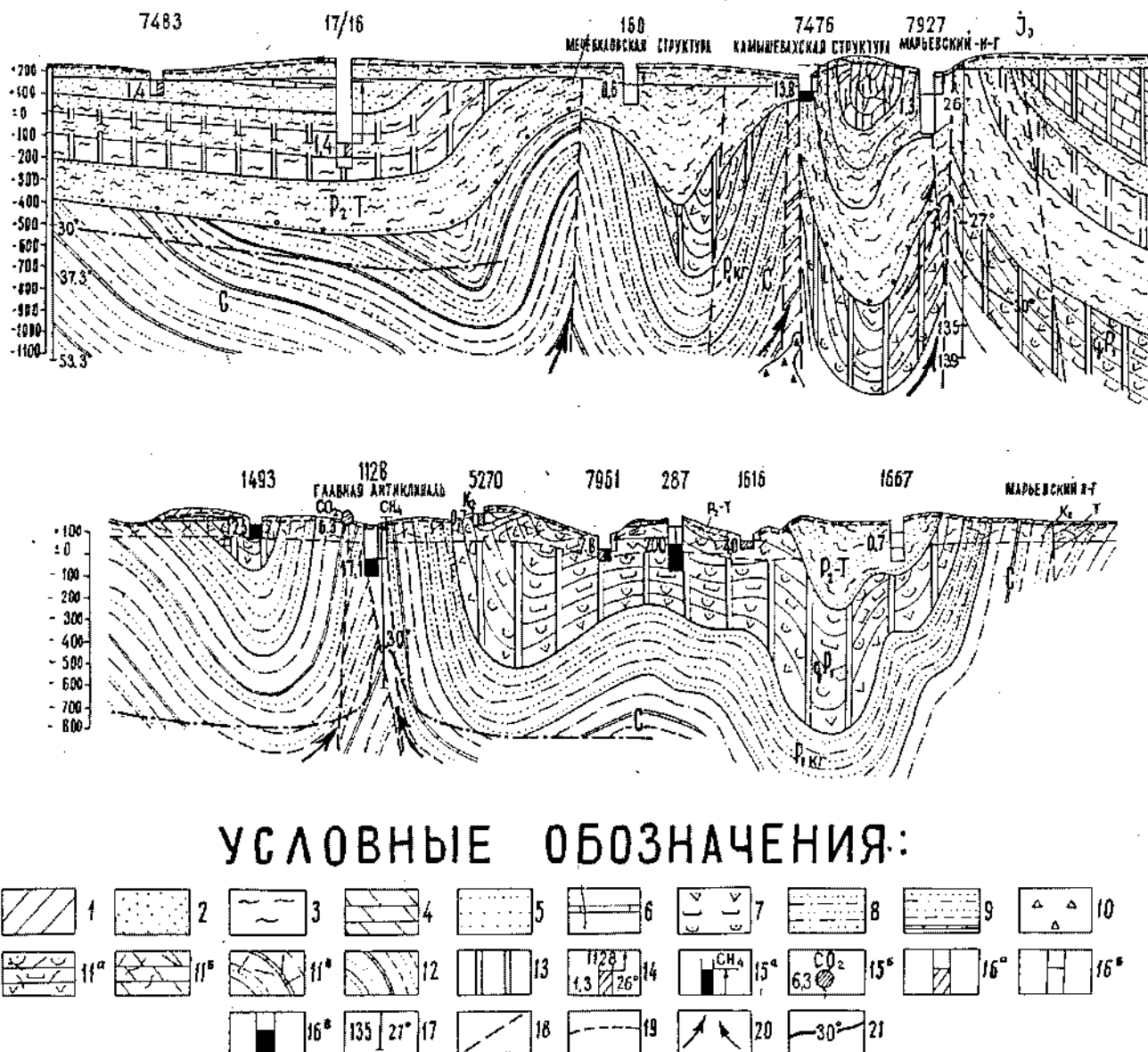
Подземные воды кайнозойских отложений объединяются в два крупных водоносных комплекса - четвертичный и неоген-палеогеновый (табл.1.2). Расходы дренирующих их скважин обычно не превышают 0,1-2,0 л/с при понижениях уровня на 5-20 м, а дебиты родников составляют 0,1-0,6 л/с.

Среди водоносных горизонтов четвертичного комплекса наибольшее значение в регионе имеют аллювиальный (развитый в долинах рек и балок) и эолово-делювиальный (распространенный повсеместно). Последний наиболее четко выделяется в пределах денудационно-аккумулятивных равнин и их склонов. Глубина залегания зеркала подземных вод четвертичного комплекса колеблется от 1-2 до 8-10 м, а абсолютные отметки - от +50 до +250 м.

Формирование подземных вод четвертичных отложений происходит, в основном, за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностного стока. Благодаря обширной области питания и мощности водовмещающей толщи (до 30-40 м) в четвертичном комплексе формируются значительные водные ресурсы, которые являются не только источником питания подстилающих водоносных горизонтов, но и имеют важное значение для водоснабжения.

Водоносные горизонты неогеновых и палеогеновых отложений наиболее широко распространены в Бахмутской, Кальмиус-Торецкой котловинах Донбасса и в ДДВ. На юге Донецкого прогиба они имеют локальное развитие. В неогеновых отложениях выделяются водоносные горизонты верхнеплиоценовых аллювиальных отложений и полтавско-берекского комплекса. В отложениях палеогенового возраста основными являются горизонты харьковской свиты и киево-бучакских слоев. Все они по условиям формирования ресурсов, динамике и химическому составу подземных вод довольно близки и объединяются в единый водоносный комплекс [179, 292].

В питании неоген-палеогенового водоносного комплекса принимают участие атмосферные осадки, воды, инфильтрующиеся из четвертичных отложений и разгружающиеся из подстилающих пород мезозоя и палеозоя. Максимальные отметки уровней подземных вод изменяют-



1-суглинок (VdQ); 2-песок (P-N); 3-глина (P-N+J; T-P₂); 4-мергель, мел (K₂); 5-песчанник (J; T-P₂; P_{kr}; C); 6-известняк (J₃; C); 7-переслаивание гипсов, ангидридов каменной соли, аргилитов, алевролитов (qP₁); 8-переслаивание аргилитов, алевролитов, песчаников (P_{kr}); 9-переслаивание аргилитов, алевролитов, песчаников, известняков, каменных углей (C); 10-брекчия соляных штоков (Δ); водоносный горизонт в зоне экзогенной трещиноватости: 11^a - газогенных отложений нижней перми (qP₁); 11^b - мергельно-меловых пород (K₂); 11^c - песчано-аргилитовой толщи картамышской свиты нижней перми (P_{kr}) и карбона (C); 12-водоносные горизонты ниже зоны экзогенной трещиноватости в разбегенных пластах песчаников, известняков по зонам тектонических нарушений (P_{kr}; C); 13-водоупорная толща породы; 14-скважина; сверху - ее номер, слева - минерализация воды г/л, справа - температура °C; стрелкой показан напор воды, газовый состав воды; 15^a - скважина газифицирующая с преобладанием в газовом составе метана; 15^b - восходящий родник с преобладанием в газовом составе CO₂. Химический тип воды в скважине: 16^a - сульфатный; 16^b - гидрокарбонатный; 16^c - хлоридный. 17-гидрогеологическая скважина; слева - минерализация воды, г/л; справа - температура, °C. 18-зона тектонического нарушения; 19-уровень подземных вод первого от поверхности, водоносного горизонта (комплекса); 20-направление движения в области разгрузки подземных вод глубинного формирования; 21-изотерма.

Рис. 1.3. Схематические гидрогеологические разрезы восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена (по А.В. и Г.В. Суярко, 1981г.)

ся от +200 м на водоразделах до +60 м в долинах рек и балок. Общее направление потока вод - с севера на юг и юго-восток.

Подземные воды комплекса в основном залегают на глубинах 10-20 м. Водоносные горизонты, за исключением киево-бучакского, безнапорные. В северной части региона к опоковидным, сильно трещиноватым песчаникам киевского яруса (в долинах рек Сухой Изюмец, Бычок, Сениха) приурочены мощные родники с расходами до 20-32 л/с.

Наиболее широко для водоснабжения используются полтавский и киево-бучакский горизонты.

Подземные воды мезозойских отложений

Подземные воды мезозойского структурного этажа развиты в синклинальных прогибах и впадинах, сложенных породами мела, юры и триаса. Наиболее распространены они в Бахмутской, Кальмиус-Торецкой котловинах и ДДВ. На юге региона водоносные горизонты мелового возраста залегают вдоль зоны сочленения Донецкого прогиба с Приазовским массивом УКЩ.

Водоносные горизонты мезозойского возраста объединяются в три крупных комплекса: мергельно-меловой толщи верхнего мела, песчаных верхнемеловых - нижнемеловых-юрских отложений и триасовый.

В большинстве случаев подземные воды мезозоя характеризуются высокими напорами, имеют значительные ресурсы и играют основную роль в централизованном водоснабжении региона.

Водоносный комплекс мергельно-меловой толщи верхнего мела распространен в трещиноватых, выветрелых породах турон-кампанского возраста. Мощность трещиноватой зоны, образование которой связано с процессами растворения и выноса водами карбонатной составляющей пород [172], изменяется от 5-20 м до 100 м и более. Она достигает максимума в долинах рек бассейна Северского Донца, а её минимальная мощность наблюдается на водоразделах.

По фильтрационным особенностям трещиноватая зона мергельно-меловой толщи верхнего мела очень неоднородна (табл.1.2). Коэффициент водопроводимости ее часто превышает 1000 м²/сутки. Ниже зоны трещиноватости верхнемеловые породы плотные и, практически, являются водоупорными. На водоразделах горизонт безнапорный, но при движении к долинам рек и балок подземные воды приобретают напоры до 10-20 м. Расходы скважин составляют 5-20 л/с при понижениях до 5-6 м. А иногда (Камышевахский артезианский бассейн) расходы их достигают 30-66 л/с при понижениях уровня воды на 0,5-10,5 м. Дебиты

родников обычно составляют 5-10 м, однако некоторые из них имеют и значительно большие расходы. Так, дебит родника, находящегося в Криволукском бассейне у с. Закотное, равен 40-60 л/с [172].

Подземные воды мергельно-меловой толщи широко используются для водоснабжения Донбасса. Они эксплуатируются 2-м Донецким, Краснолиманским, Кировским, Славгрэсовским, Краматорским, Краснооскольским и многими другими водозаборами.

Водоносный комплекс песчаных верхнемеловых, нижнемеловых и юрских отложений включает водоносный горизонт нерасчлененных сеноман-альбских песков, песчаников и спонголитов, водоносный комплекс нерасчлененных кимеридж-волжских песков и слабосцементированных песчаников, водоносный горизонт известняковой толщи келловей - оксфорда, водоносный комплекс нижнекелловейских и верхнебатских разнотернистых песков и песчаников, водоносный комплекс верхнебайосских и нижнебатских песков и песчаников. Эти горизонты и комплексы ввиду сходных условий залегания и формирования вод, общности территории их распространения, а также расположения областей питания и разгрузки рассматриваются автором в качестве единого комплекса [179]. Водоупорами в нем служат глинистые отложения (табл. 1.2).

Все водоносные горизонты напорные. Величины напоров в пределах разведанных глубин (до 700-800 м) достигают 600 м, увеличиваясь по мере погружения водовмещающих пород под более молодые отложения. Максимальные пьезометрические уровни вод комплекса отмечены в Бахмутской (+170м) и Кальмиус-Торецкой (+130м) котловинах.

Питание объединенного водоносного комплекса в местах неглубокого залегания осуществляется за счет атмосферных осадков и перетока вод из перекрывающих отложений, а также за счет вод триаса и палеозоя, разгрузка которых происходит по тектоническим нарушениям. Об этом свидетельствует, например, появление на глубине 50-100 м вод хлоридно-натриевого состава с минерализацией 20-35 г/л (Шебелинская структура, Славянский купол и др.), а также щелочных (рН 7,8-9,0) гидрокарбонатно-натриевых вод с очень низкой минерализацией - менее 0,5 г/л (Краснооскольский купол).

Водоносные породы триасового комплекса широко развиты в северо-западной и юго-восточной части региона. Ими сложены многие синклинальные прогибы палеозойского структурного этажа. Водоносные горизонты комплекса напорные (табл.1.2). Величина гидростатиче-

ского напора в синклинальных прогибах на глубинах до 1170 м достигает 1085 м [172].

В питании подземных вод триасовых отложений важная роль принадлежит водам палеозоя. Разгрузка вод триасовых горизонтов происходит в речную и балочную сеть, а также осуществляется по разрывным нарушениям. В Бахмутской котловине расходы скважин, вскрывших воды триасового комплекса, составляют в среднем 3-7 л/с при понижениях на 10-20 м, а на юго-западе Кальмиус-Торецкой котловины дебиты скважин достигают 40-50 л/с при понижении на 9 м [10].

Подземные воды палеозойских отложений

Подземные воды палеозойских отложений представлены нижнепермскими, каменноугольными и девонскими водоносными горизонтами и комплексами, обнажающимися или залегающими вблизи земной поверхности в центральной, южной и восточной частях региона. Водоносные породы палеозоя слагают ядра многих купольных структур Бахмутской, Кальмиус-Торецкой котловин и ДДВ.

Среди водовмещающих пород палеозоя выделяется пять водоносных комплексов: зоны выщелачивания галогенных отложений нижней перми, песчано-глинистых нижнепермско-каменноугольных отложений, карбонатной толщи нижнего карбона, а также девонские - надсолевой и подсолевой [179].

На формирование ресурсов и состава подземных вод палеозоя большое влияние оказывают разрывные нарушения. С ними связан переток вод из одних горизонтов в другие, поступление в верхние слои земной коры эндогенных флюидов, образование бассейнов подземных вод.

Водоносные горизонты каменноугольных отложений интенсивно используются для централизованного водоснабжения.

Водоносный комплекс зоны выщелачивания галогенных отложений нижней перми (никитовская, славянская, краматорская свиты) приурочен к приповерхностной трещинно-карстовой зоне соленосных отложений, в которой образуются воронки и карстовые пустоты, вызывающие деформацию вышележащих пород с образованием многочисленных трещин. Это приводит к довольно свободной инфильтрации атмосферных осадков и зарождению подземных потоков с большими скоростями (сантиметры и даже метры в секунду). Мощность зоны выщелачивания - до 100-200 м. В области инфильтрационного питания

воды галогенного комплекса безнапорные. При погружении под мезокайнозойские осадки они приобретают напорный характер, обуславливающий фонтанирование скважин. Величины напоров достигают 100-180 м. Дебиты отдельных скважин в районе рассолопромыслов составляют 25-75 л/с. Ниже зоны выщелачивания галогенные отложения нижней перми представляют собой водоупорную толщу.

Водоносные комплексы песчано-глинистых отложений нижней перми и карбона по литологическому составу водовмещающих пород и гидрогеологическим особенностям довольно близки и поэтому объединяются нами в единый комплекс (табл. 1.2). Составляющие их многочисленные водоносные горизонты (около 30 в отложениях картамышской свиты перми и свыше 330 - в терригенных отложениях карбона) представлены, в основном, трещиноватыми песчаниками и известняками.

Питание водоносного комплекса в зоне аэрации происходит за счет атмосферных осадков. С увеличением глубины залегания в его питании все большую роль играют воды, разгружающиеся по разрывным нарушениям из глубоких горизонтов палеозоя. В пределах выхода на докайнозойскую поверхность все литологические разновидности пород, находящиеся в зоне выветривания, трещиноваты и образуют единую обводненную зону со свободной поверхностью. Последняя гидравлически связана с вышележащими водоносными отложениями. С глубиной алевроитистые породы уплотняются и становятся водоупорными, а водоносные горизонты приобретают гидравлические напоры, возрастающие по мере погружения комплекса. Расходы источников, питаемых водами песчаников, достигают 3,0-5,0 л/с. Несмотря на значительно меньшую мощность, известняки более водообильны, чем песчаники. Это объясняется их повышенной трещиноватостью и закарстованностью. При вскрытии известняков карбона горными выработками кратковременные притоки иногда превышают 500 м³/час. В отдельных случаях (известняк М₅ в шахте "Ломоватская-Южная") величины притоков достигают 2500 м³/час [10]. Дебиты скважин, вскрывших известняки, составляют 3-6 л/с. Коэффициенты фильтрации некоторых известняков имеют значения до 200 м/сутки.

Водоносный комплекс карбонатных отложений нижнего карбона сложен известняками и доломитами турнейского и визейского (нижней части) ярусов свиты С₁¹. Среди карбонатных пород встречаются прослои кварцевых песчаников и известково-углистых сланцев. По типу коллекторов подземных вод и высокой водообильности карбонатные

породы нижнего карбона резко отличаются от средне- и верхнекаменноугольных водоносных отложений, представляя собой отдельный водоносный комплекс трещинно-карстовых вод (табл. 1.2).

Наиболее трещиноваты и закарстованы карбонатные породы вблизи разрывных тектонических нарушений, где коэффициенты фильтрации по данным опытных откачек из скважин достигают иногда 100 м/сутки [10]. Дебиты отдельных скважин превышают 50 и даже 100 л/с при понижениях на 5-20 м.

Водоносный комплекс свиты C_1^1 интенсивно используется для водоснабжения. В верхней части разреза, на участках выхода на дневную поверхность, подземные воды обычно безнапорные. Но там, где породы комплекса перекрыты вышележащими палеозойскими и мезокайнозойскими отложениями, они приобретают напоры, высота которых иногда превышает 70-100 м.

Подземные воды девонских отложений из-за их глубокого залегания на территории исследований изучены неравномерно. Выходы водоносных пород девона в регионе установлены в южной прибортовой части Донецкого водонапорного бассейна, а также на сводах некоторых солянокупольных структур. В ДДВ, где подземные воды девонских отложений опробованы на глубинах более 5000 м, четко выделяется два водоносных комплекса - подсолевой и надсолевой. Разграничивающим их региональным водоупором является мощная галогенная толща позднедевонского возраста.

В пределах описываемого региона надсолевой водоносный комплекс представлен лишь в ядрах антиклинальных структур (Корульской, Петровской и др.) и практического значения для водоснабжения не имеет. Подсолевой водоносный комплекс девона в пределах зоны сочленения Донецкого прогиба с Приазовским массивом УКЩ сложен трещиноватыми песчаниками, алевролитами, известняками, туфами, конгломератами и палеобазальтами, переслаивающимися с плотными глинами и аргиллитами. Последние играют роль местных водоупоров. В зависимости от глубины залегания, величины напоров вод девонских отложений изменяются от 40-60 до 250-300 м, а коэффициенты фильтрации водоносных пород варьируют в широком диапазоне (табл. 1.2). Несмотря на это, подземные воды различных по литологическим особенностям водовмещающих пород взаимосвязаны и образуют единую водоносную систему.

Таким образом, условия формирования подземных вод Днепровско-Донецкого авлакогена определяются следующими факторами: об-

разованием в осадочной толще более 500 водоносных горизонтов; тектонической активизацией глубинных разломов, зоны которых являются основными каналами тепломассопереноса; гидродинамической зональностью, а также наличием в верхней части литосферы рудных формаций и геохимических аномалий, оказывающих большое влияние на химический состав подземных вод.

ГЛАВА 2

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Геологическое развитие Днепровско-Донецкого авлакогена сопровождается заложением разломов и магматизмом, трансгрессиями и регрессиями моря, осадконакоплением и складкообразованием. Происходит разгрузка глубинных флюидов, которая, в свою очередь, сменяется проникновением вглубь земной коры седиментационных и инфильтрационных вод. Благодаря этим процессам водами выполняются две важнейшие геологические функции - привнос и отложение вещества в водовмещающие породы и вынос его из минералов и горных пород (в процессе выщелачивания и растворения последних), что обеспечивает постоянное изменение геохимического облика подземной гидросферы.

2.1. Формирование химического состава подземных вод

Проблема формирования химического состава подземных вод остается актуальной до настоящего времени. Основным её вопросом является вопрос об источниках химических элементов и соединений в подземных водах, путях и формах их миграции. При этом исследователями выдвигаются различные гипотезы и теории формирования химического состава подземных вод – инфильтрационная, седиментационная, ювенильная и другие [10, 45, 51, 54, 55, 76, 91, 108, 122, 133, 134, 149, 152, 159, 170, 174, 199, 206, 225, 236, 237, 248, 319 и др.].

Формирование химического состава подземных вод Днепровско-Донецкого авлакогена рассматривалось во многих работах [10, 21, 47, 69, 114, 169, 243, 280, 287, 288, 292, 318 и др.]. Однако до настоящего времени отсутствует общая концепция их геохимической эволюции. На основании многочисленного фактического материала, полученного в последние 10-15 лет, автором предлагаются новые представления о роли тектоники в формировании химического состава подземных вод, механизме обогащения их микроэлементами и образовании гидрогеохимических аномалий различного генезиса.

2.1.1. Особенности миграции вещества в подземных водах

В эволюции земной коры перенос вещества и тепловой энергии водными растворами играет важнейшую роль. Это явление, называемое

флюидным тепломассопереносом, обеспечивает миграцию химических элементов и соединений, представляя собой совокупность флюидного и теплового потока. Обычно ведущее значение имеет эндогенный флюидный поток - сложная полигенная водно-газовая смесь, поступающая по тектонически ослабленным зонам земной коры к поверхности из очагов глубинной генерации (в том числе и мантийных). При этом доля ювенильной составляющей во флюиде изменяется в зависимости от его происхождения и условий циркуляции [162].

Различают два вида тепломассопереноса - кондуктивный и конвективный (турбулентный и ламинарный). Несмотря на то, что главная роль в преобразовании земной коры в процессе ее эволюции принадлежит восходящему конвективному тепломассопереносу [163], определенное значение при этом имеют и теплоэнергетические поля, создаваемые кондуктивным теплообменом. Поэтому чаще всего речь может идти о смешанном кондуктивно-конвективном тепломассопереносе. В процессе подъема потока эндогенных флюидов к поверхности происходит их охлаждение, конденсация и смешение с водами различного происхождения. Это приводит, в частности, к образованию полигенных гидротермальных растворов, которые принимают участие в минералообразовании [277].

После превращения Днепровско-Донецкого палеорифта в прогиб, заполненный многокилометровой толщей осадков, наиболее интенсивные процессы флюидного тепломассопереноса наблюдаются в пределах древних гидротермальных систем, образовавшихся в зонах региональных долгоживущих разломов. Об этом свидетельствует восходящая разгрузка вод глубокого формирования, эндогенная дегазация и формирующиеся здесь геотермические аномалии. Примером могут служить не только известные гидротермальные системы, образованные в пределах Никитовского, Покрово-Киреевского, Дружковско-Константиновского, Славянского, Корульского рудных полей, но и многочисленные купольные структуры, содержащие гидротермальную минерализацию и скопления углеводородов.

Рассматривая эффекты, связанные с движением подземных растворов, В.И. Лялько и М.М. Митник (1986) отмечают, что "...вода при движении взаимодействует с вмещающими породами, изменяя распределение температуры, концентрации растворенного и выпавшего в осадок вещества". Температура является одним из основных параметров в системе "порода-вода". Изменение ее влияет на растворимость минералов, а, следовательно, на интенсивность диффузионного пе-

реноса и скорость протекания химических реакций. Так, растворимость сфалерита в чистой воде при температуре 200 °С и давлении 200 атм составляет в среднем 4,0 мг/л [367]. При температуре 150 °С и давлении 37 атм она равна 1,0 мг/л [331]. А при температуре 80 °С и атмосферном давлении растворимость сфалерита не превышает 0,5 мг/л [340]. Приведенные данные экспериментальных исследований указывают, что увеличение температуры воды (без учета давления) в 2,5 раза увеличивает растворимость даже химически стойкого минерала в 8 раз. Исходя из этого, легко можно сделать вывод не только о роли теплового потока, но и о взаимообусловленности процессов тепло- и массопереноса в земной коре.

Поведение вещества в подземных водах определяется процессами миграции, которые обусловлены стремлением химических элементов, находящихся в растворе, к энергетическому равновесию и направлены в сторону образования частиц с наименьшим запасом свободной энергии. В процессе миграции происходит распад существующих и образование новых химических соединений, а также осуществляются обменные реакции не только в самом водном растворе, но и в природных физико-химических системах - "вода - порода", "вода - газ", "вода - органическое вещество". Это приводит как к концентрации, так и к рассеянию вещества, что, в конечном итоге, обеспечивает круговорот химических элементов в природе.

Миграция химических элементов и соединений в подземных водах зависит от внутренних и внешних факторов.

Внутренние факторы определяются физико-химическими свойствами элементов, размерами и массой атомов (ионов), валентностью, радиоактивностью, энергетическими параметрами. Поскольку все они изменяются в зависимости от положения химических элементов в периодической системе Д.И. Менделеева, то и состояние ионов в водных растворах также характеризуется изменчивостью (табл. 2.1).

Внешние факторы миграции определяются особенностями гидрогеохимических условий, в которых происходит перемещение химических элементов. Основными параметрами среды миграции являются: концентрация, температура, давление, щелочно-кислотные (рН) и окислительно-восстановительные (Еh) условия подземных вод. Ими обусловлено поведение вещества в растворе (табл. 2.2).

Вода является электролитом. Поэтому в зависимости от валентности, ионных радиусов, ионного потенциала и некоторых других факторов химические элементы в водных растворах могут мигрировать

Таблица 2.1.

Основные внутренние факторы миграции химических элементов

Физико-химические параметры ионов	Миграционная способность
Ионный радиус	Прямо пропорциональна величине ионного радиуса атома
Масса иона	Обратно пропорциональна массе иона
Валентность	С увеличением валентности возрастает за счет большей возможности образования различных по заряду ионов и комплексов
Ионный потенциал	Прямо пропорциональна ионному потенциалу и энергии гидратации ионов*

* Наличие атомов радиоактивных элементов, обладающих очень высоким ионным потенциалом, усиливает подвижность других элементов и соединений, поскольку выделяющаяся при радиоактивном распаде энергия служит одной из основных причин движения вещества в природе.

Таблица 2.2

Основные внешние факторы миграции химических элементов

Параметры среды	Миграционная способность
Концентрация реагирующих веществ	Подчиняется закону действующих масс и управляется константой равновесия, превышение которой приводит к выпадению вещества из раствора
Температура	Прямо пропорциональна росту температуры, который сопровождается разрывом существующих химических связей и переходом атомов и молекул в другие физические состояния
Давление	В зоне гипогенеза увеличение давления способствует образованию в растворах подвижных комплексов. При понижении давления происходит их распад, который сопровождается выделением летучих, возрастанием степени диссоциации химических соединений и активности ионов [248]. Это также приводит к увеличению миграционной способности растворенного вещества
Кислотно-щелочные условия раствора (pH)	Изменяется в зависимости от форм нахождения химических элементов в растворе, существование которых определяется величиной pH. Кислотно-щелочными условиями регулируются как переход элементов в раствор, так и осаждение из него
Окислительно-восстановительные условия (Eh)	Изменяется в зависимости от значения величины Eh. При сдвиге процесса отдачи – присоединения электронов в одну из сторон (окисление или восстановление) миграционная способность одних химических элементов увеличивается, а других – уменьшается

как в виде простых, так и в виде сложных (комплексных) ионов. Такие элементы как калий, натрий, кальций, магний, стронций, барий, литий, рубидий, цезий и, отчасти, марганец, медь, цинк, железо, никель, фтор, бром, хлор и некоторые другие часто присутствуют в воде в виде простых ионов. Однако эта форма миграции довольно ограничена. Наиболее распространена в подземных водах миграция растворенного вещества в виде комплексных соединений. Эти соединения отличаются относительно высокой растворимостью, а, следовательно, и существенно увеличивают миграционную способность образующих их элементов.

Способность элементов к комплексообразованию отражает энергию связи электронов с ядром. В зависимости от строения внешних электронных оболочек, химические элементы мигрируют в различных комплексах (табл. 2.3).

Таблица 2.3

Формы миграции различных химических элементов
(по С.Р. Крайнову и В.М. Швецу, 1980)

Химические элементы	Формы миграции
1	2
Li, Na, K, Pb, Cs, Ca, Sr, Ba	Me^{n+}
Mg, Be, Al, Sc, V, La, Σ TR, Ti, Zr, Nb, Ta	Me^{n+} , MeF_n^{m-} , MeF_n^{-2} , $Me(CO_3)_n^{m-}$, $Me(OH)_n^{m-}$
Cu, Ag, Au, Zn, Cd, Hg, Pb, Bi, Mn, Fe	Me^{n+} , Me_n^{m-} , $MeBr_n^{m-}$, $MeCl_n^{m-}$, $Me(SO_4)_n^{m-}$, $Me(HS)_n^{m-}$, $MeOH_n^{m-}$, $Me(CO_3)$
B, C, Si, N, P, V, S, Se, W, F, Cl, Br, I	A^{k-} , MeS_n^{m-}
Ge, As, Sb	MeO_n^{m-} , MeS_n^{m-}

В подземных водах часто образуются катионо- и анионогенные элементоорганические соединения, обладающие большой устойчивостью и высокой подвижностью. Наиболее распространены металлоорганические комплексы железа, алюминия, меди, ртути и мышьяка [149].

В зоне свободного водообмена довольно широко распространена и коллоидная форма миграции. Коллоидные частицы имеют заряд и отличаются большими массой и удельной поверхностью по сравнению с ионами и молекулами. Благодаря этому они сорбируют противополож-

но заряженные ионы как поверхностью (адсорбция), так и внутренними слоями (абсорбция). Коллоидная форма миграции наиболее типична для Si, Al, Fe, Mn, P, As, S, реже - Zn, Cu, Ni, Pb, Cr, Ti, Zr, Bi, Cd, Pt.

Во взвешях - частицах размером свыше 1000 Å миграция минерального и органического вещества в подземных водах осуществляется крайне редко. Такая форма миграции встречается лишь в карстовых, а также открытых трещинных коллекторах и в гидрогеохимии обычно не рассматривается.

Таким образом, подвижность химических элементов и соединений в растворе зависит как от внутренних свойств атомов и ионов, так и от условий среды миграции. Их совокупностью и определяется поведение различных веществ в подземных водах.

В практической гидрогеохимии для характеристики миграционной способности существует понятие интенсивности миграции, под которой следует понимать меру способности атомов и молекул вещества к растворению. Для количественной характеристики интенсивности водной миграции элементов А.И. Перельманом предложен коэффициент водной миграции [223], отражающий ее зависимость от степени выщелачиваемости элемента из горных пород и минералов. Такая оценка миграционной способности, безусловно, не является идеальной. Но она позволяет более или менее объективно охарактеризовать поведение химических элементов в системе "порода - вода" в пределах зоны гипергенеза.

Помимо А.И. Перельмана попытки оценить интенсивность водной миграции предпринимались и другими исследователями [26, 296].

В окислительной обстановке очень высокой подвижностью отличаются: S, Cl, B, Br, I. Легкоподвижными являются: Ca, Na, Mg, F, Sr, Zn, U, Mo, Se. Средней миграционной способностью обладают: Si, K, Mn, P, Ba, Rb, Ni, Cs, Li, Co, Cs, As, Tl, Ra, а наиболее инертными являются: Al, Fe, Ti, Zr, Y, Nb, Σ TR, Th, Be, Ta, Sn, Hf, Pd, Ru, Rh, Os, Pt.

В восстановительной обстановке наиболее подвижны: Cl, B, Br. К легкоподвижным относятся: Ca, Na, Mg, F, Sr. Подвижными, обладающими средней миграционной способностью, являются: Si, K, P, Rb, Li, Cs, Tl, Ra. Наиболее инертны в восстановительных условиях: Al, Ti, Zr, V, Zn, Ni, Cu, Σ TR, Nb, Co, Sc, Be, Ta, Sn, U, Mo, Hf, Se, Pd, Ru, Rh, Os.

В процессе водной миграции на определенных участках нередко происходит быстрое снижение подвижности отдельных химических элементов, в результате чего они выпадают, реже - испаряются из раст-

вора. Такие явления обусловлены наличием в природе "геохимических барьеров", представляющих собой участки резкой смены устойчивых геохимических обстановок [223].

Геохимические барьеры могут быть естественными и искусственными (техногенными), но механизм их действия может быть идентичным. Выделяют механические, физико-химические и биохимические барьеры. Механические барьеры возникают вследствие уменьшения скорости движения потоков. Биохимические барьеры связаны со способностью микроорганизмов накапливать в себе различные химические элементы, сорбируя их из раствора. С этими типами геохимических барьеров связано образование некоторых видов седиментогенных полезных ископаемых. Наибольшее значение для водной миграции имеют физико-химические барьеры (табл. 2.4).

Таблица 2.4

Основные физико-химические барьеры,
влияющие на водную миграцию

Вид геохимического барьера	Условия образования и характер воздействия на растворенное вещество
1	2
Термодинамический	Возникает на участках резкого колебания температуры и давления. Является одним из важнейших факторов гидротермального минералогенеза и нефтегазообразования
Окислительный	Образуется в местах резкой смены восстановительных условий окислительными. При этом снижается миграционная способность тех элементов, которые в окислительной форме мигрируют гораздо хуже (Fe, Mn, S и др.). Наиболее характерен для очагов разгрузки вод глубокого формирования, которые, попадая в зону свободного водообмена, смешиваются с кислородсодержащими инфильтрационными водами
Восстановительный	Образуется при смене окислительных условий восстановительными, что обычно происходит когда кислородсодержащие воды встречают на своем пути сероводород. При этом в осадок выпадают сульфиды многих металлов (Fe, Zn, Pb, Hg, Ag, Cu и др.). Характерным признаком существования такого барьера является наличие среди рудных минералов пирита, марказита, арсенопирита и др.
Щелочной	Возникает на участках резкой смены кислых вод нейтральными или слабощелочными. Наиболее характерен для зоны окисления сульфидного оруденения. Образует-

1	2
	ся также при взаимодействии высокотемпературных кислых гидротермальных растворов с вадозными водами (что, по-видимому, имело место и при образовании Никитовского рудного поля). При взаимодействии ореольных вод окисляющегося сульфидного оруденения с карбонатными породами происходит увеличение их рН, что, в свою очередь, приводит к последовательному выпадению различных металлов
Карбонатный	Возникает при взаимодействии вод, которые содержат элементы, образующие труднорастворимые карбонаты с известняками, доломитами, мелом. Примером может служить образование флюоритов Покрово-Киреевского месторождения
Испарительный	Образуется на участках сильного испарения грунтовых вод. Характерен для засушливых районов южной части региона
Адсорбционный	Может возникнуть на контакте подземных вод с породами, обладающими сорбционными свойствами (глины, торфы, угли, бокситы и т.д.). При этом отрицательно заряженные глины, угли, торфы и другие пористые отложения адсорбируют положительно заряженные химические элементы, содержащиеся в растворе (прежде всего металлы). Напротив, положительно заряженные бокситы и бурые железняки притягивают аниогенные элементы. Примеры существования этого геохимического барьера встречаются повсеместно. Однако значительных скоплений рудных минералов, связанных с ним, в регионе нет

Кроме указанных, существуют и другие геохимические барьеры (кислый, сульфатный и др.). Все они играют важную роль в распределении и концентрации вещества. Поэтому их изучение имеет большое значение для понимания процессов массопереноса в подземной гидросфере.

2.1.2. Природные факторы и процессы формирования химического состава подземных вод

Формирование химического состава подземных вод определяется процессами, происходящими в земной коре под воздействием двух противоположных групп факторов - эндогенных и экзогенных. Последние, в свою очередь, подразделяются на природные (естественные) и искусственные.

Важнейшими природными факторами формирования химического состава подземных вод являются геологические, физико-химические, физико-географические и биологические. Подробному их рассмотрению посвящены многочисленные работы [7, 10, 41, 46, 55, 76, 91, 108, 131, 133, 135, 149, 174, 201, 225, 236, 237, 248, 275, 292 и др.]. Поэтому остановимся лишь на главных особенностях их воздействия на подземную гидросферу.

Основное влияние на процессы формирования подземных вод оказывают геологические факторы (тектоника, магматизм, литология, геотермический и газовый режим), которые действуют на всем протяжении существования подземных вод. Так, по зонам активизированных тектонических разломов происходит подток эндогенных флюидов, являющихся важным источником в подземных водах различных микроэлементов и газов на протяжении всей истории развития Днепровско-Донецкого авлакогена.

Литологический состав водовмещающих пород - ведущий фактор формирования "фоновых" вод верхних гидродинамических зон. Он определяет процессы катионного обмена, выщелачивания и растворения горных пород и минералов, за счет которых подземные воды обогащаются основными макрокомпонентами, некоторыми газами и микроэлементами. В глубоких гидрогеологических структурах авлакогена, интенсивно дислоцированных разрывными тектоническими нарушениями, роль литологического состава водовмещающих пород уменьшается в связи с возрастанием роли продуктов глубинного тепломассопереноса в формировании химического состава вод.

Процессы магматизма, как уже указывалось, сыграли существенную роль в накоплении в древних подземных водах региона различных компонентов, часть из которых отложилась в породах в виде различных минеральных образований. В глубинных зонах земной коры химические элементы магматического генезиса могут находиться во флюидах, поступающих по разломам и в настоящее время [179].

В пределах геотермических аномалий, образование которых некоторые исследователи связывают с поступлением перегретых растворов от глубинных магматических очагов к поверхности [55, 278, 300], формируются воды, общий, микрокомпонентный и газовый состав которых существенно отличается от фонового.

Газовый режим подземных вод формируется под воздействием эндогенных (поступление двуокиси углерода, гелия, водорода и др.), литогенных (образование газов в результате преобразований в горных

породах — кислорода, азота, метана, сероводорода и др.) и биогенных процессов. Газы играют важную роль в образовании основных анионов подземных вод - гидрокарбонат-иона, сульфат-иона, хлор-иона и оказывают влияние на подвижность различных химических элементов. Насыщенность вод углекислотой ведет, например, к повышению их агрессивности и увеличению растворительной способности минерального вещества пород.

Физико-географические факторы (рельеф, гидрология, климат) оказывают существенное влияние лишь на формирование химического состава грунтовых вод. Так, в условиях континентального режима в грунтовых водах отмечаются явления испарительной концентрации химических элементов. Наиболее характерны они для южной части территории исследований.

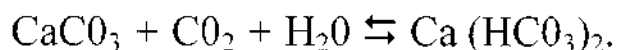
Физико-химические факторы (свойства элементов, растворимость химических соединений, кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные условия среды миграции, ионный обмен и др.) оказывают большое влияние на формирование химического состава как грунтовых, так и подземных вод глубоких горизонтов. Одним из важнейших факторов привноса в подземные воды химических элементов из водоносных пород является действие ионизирующей радиации, в результате которой вынос отдельных химических элементов из минералов в воду увеличивается в 2-247 раз [46, 51]. Катионный обмен, заключающийся в химическом взаимодействии тонкодисперсной части горных пород с водными растворами, при соответствующих условиях может стать ведущим фактором метаморфизации природных вод [236].

Значение биологических факторов в формировании химического состава подземных вод региона до сих пор остается неизученным. Однако, можно предположить, что в зоне гипергенеза микроорганизмы и продукты их жизнедеятельности участвуют в большинстве геохимических преобразований в системе "порода - вода". С ними связаны процессы сульфатредукции, образования экзогенных газов - углекислоты, сероводорода, азота, кислорода, метана, разрушения сульфидных минералов в зоне окисления, явления комплексообразования и сорбции химических элементов.

Роль различных факторов и процессов в формировании геохимических типов вод определяется глубиной залегания водоносных горизонтов и комплексов. Кроме того, большое влияние на это оказывает тектоника гидрогеологических структур, степень их гидроди-

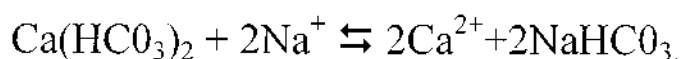
намической раскрытости и, как следствие - интенсивность массопереноса в подземной гидросфере.

Формирование гидрокарбонатных вод кальциевого, магниевое и смешанного катионного состава с минерализацией 1,0-3,0 г/л происходит в регионе, как правило, в условиях активного водообмена зоны гипергенеза при растворении и выщелачивании кальций- и магниесодержащих минералов - гипса, кальцита, доломита и других. Эти реакции контролируются содержанием углекислоты в подземных водах и происходят при ее избытке по схеме:



Основным процессом при этом является ионный обмен, который определяется стремлением системы "вода - порода - газ - органическое вещество" к физико-химическому равновесию и подчиняется закону действующих масс. Поскольку природные адсорбенты в верхней части гидрогеологического разреза имеют, в основном, отрицательный заряд (коллоиды, глины, органика), между водами, вмещающими их породами и биогенными образованиями происходят реакции катионного обмена. Энергия реакций зависит от валентности катионов, их атомного веса и радиуса. Чем она выше, тем сильнее катионы поглощаются из раствора: $\text{K}^+ > \text{Na}^+$; $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$ [225]. Обязательным условием протекания этих процессов является разность между концентрацией растворяющегося вещества на поверхности твердой фазы и его концентрацией в растворе. При этом предельная концентрация вещества в подземных водах определяется константой его растворимости. Гидрокарбонатно-кальциевые, магниевые, а также кальциево-магниевые натриевые воды имеют близкие к нейтральным значения pH и распространены в инфильтрационных системах кайнозойского, мезозойского и палеозойского возраста.

Совершенно иным представляется генезис щелочных (pH 8-9) пресных и ультрапресных (M 0,3-1,5 г/л) гидрокарбонатно-натриевых вод, очаги восходящей разгрузки которых встречаются в зонах активизированных глубинных разломов. Формирование их может быть связано с абиогенной десульфатизацией и дехлоритизацией вод в присутствии углекислоты и метана, а в некоторых случаях и с катионным обменом [242]. Такие реакции происходят при взаимодействии гидрокарбонатно-кальциевых вод с натрийсодержащими глинистыми породами на небольших глубинах:



Однако наблюдающееся пространственное совпадение очагов разгрузки щелочных низкоминерализованных гидрокарбонатно-натриевых вод с тектонически активизированными участками долгоживущих разломов, указывает на возможность связи их формирования с эндогенными процессами, в результате которых происходит выделение OH^- , H_3O^+ и других соединений. К такому выводу пришли некоторые исследователи [150, 159, 247]. В результате изучения геологических и геотермических условий образования гидрокарбонатно-натриевых вод И.А. Лагуновой (1979) установлена приуроченность их к областям альпийского тектогенеза, а в их пределах - к наиболее глубоким, прогретым частям бассейнов. Особенности солевого (высокое содержание HCO_3^- , В, Нг, Li, Rb, Cs, I и др.) и газового (присутствие CO_2) состава вод позволили предположить, что в их образовании принимают участие глубинные флюиды [152]. Согласно нашим расчетам, одной из наиболее вероятных причин формирования на глубинах свыше 1-2 км пресных гидрокарбонатно-натриевых вод может быть эффект "вскипания" перегретых ($t^0 > 100-150^0\text{C}$) хлоридно-(гидрокарбонатно)-натриевых вод, что связано с резким падением давления при попадании их (в процессе вертикальной разгрузки) в зоны разуплотнения пород. При этом происходит выделение летучих (хлора), десульфатизация вод и выпадение в осадок солей кальция и магния, что, в свою очередь, приводит к значительному уменьшению минерализации растворов. В результате образуются опресненные гидрокарбонатно-(хлоридно)-натриевые воды, линзы которых встречаются на глубинах до 5 - 6 км [296].

Сульфатные, а также сульфатно-гидрокарбонатные и сульфатно-хлоридные воды различного катионного состава часто встречаются как в зоне свободного водообмена, так и в глубоко залегающих горизонтах мезозойских и палеозойских отложений. При этом отмечается следующая закономерность: сульфат-ион, содержание которого незначительно в пресных водах, играет всё большее значение с ростом минерализации, сохраняя эту тенденцию до уровня солоноватых вод (минерализация - 3,0 г/л) [137, 237]. В целом распространение и формирование сульфатных вод определяется сложным комплексом геологических факторов, важнейшими из которых являются: наличие в разрезе сульфатсодержащих отложений и нефтегазоносных комплексов; литолого-фациальный состав водовмещающих пород; биохимические особенности водоносных горизонтов и их гидродинамические условия [155, 228].

Поступление сульфат-иона в подземные воды связано с различными геохимическими процессами. В зоне гипергенеза важнейшее

значение, по-видимому, имеет сульфатредукция. Особенно интенсивно этот процесс протекает на границе обогащенных сероводородом нефтяных вод с инфильтрационными водами [228]. Значительную роль в накоплении сульфат-иона в подземных водах играет растворение и выщелачивание гипсов и доломитов [237]. В угольных шахтах и неглубоко залегающих водоносных горизонтах карбона Донбасса формирование сульфатных вод происходит при окислении пирита и других сульфидных минералов. Процесс интенсифицируется в присутствии растворенных нитратов. Продуктами реакции при этом являются газообразный азот, сульфат-ион и двухвалентное железо [345]. В зоне свободного водообмена образование сульфат-иона происходит и при окислении минералов сульфидных руд. Такие процессы наблюдаются на антиклинальных структурах Днепровско-Донецкого авлакогена (породы которых содержат гидротермальную полиметаллическую и ртутную минерализацию), а также в районах развития медистых песчаников Бахмутской котловины. Не менее важным источником образования сульфат-иона служат и продукты глубинных процессов в земной коре. Так, во многих местах вдоль активизированных разломов происходит свободное выделение сероводорода (Дружковско-Константиновская, Горловская антиклинали, Славянский купол и др.), который контактируя с инфильтрационными водами и окисляясь образует ионы SO_4^{2-} . Формирование сульфатных вод происходит также и при смешивании глубинных рассолов с кислородсодержащими атмосферными водами. В результате их сложного взаимодействия выделяется метан – продукт питания для сульфатредуцирующих бактерий, под действием которых в растворе появляется элементарная сера – источник сульфат-иона в подземных водах зоны свободного водообмена [537]. Кроме того, как показали исследования И.Ф. Вовка и Т.С. Николаенко [48], в глубоких горизонтах палеозоя Днепровско-Донецкого авлакогена формирование сульфатных вод может происходить под воздействием радиолиза. Именно этим процессам, по-видимому, принадлежит ведущая роль в генерации сульфат-иона в нижних гидродинамических зонах земной коры [298].

Если генезис гидрокарбонатных и сульфатных вод особых дискуссий не вызывает, то на формирование хлоридных вод и рассолов существуют различные точки зрения. Основываясь на представлениях о природе рассолов, можно утверждать, что основными источниками растворенных солей в Днепровско-Донецком авлакогене являются:

1. Миграция рассолов из областей разрушения галогенных отложений в Бахмутской котловине и соляно-купольных структур ДДВ;

2. Подток вод выщелачивания из соленосных толщ перми и девона.

3. Молекулярно-диффузионный вынос хлорида натрия из пород докембрийского фундамента.

4. Поступление летучего хлора и хлоридно-натриевых флюидов по глубинным разломам.

Указанные источники соответствуют теориям об экзогенном (1, 2) и эндогенном (3, 4) происхождении хлоридно-натриевых вод и рассолов.

Экзогенной теории формирования хлоридно-натриевых (кальциевых) рассолов, поддерживаемой большинством геологов, посвящены многочисленные труды [41, 51, 106, 236, 237, 270 и др.]. Основу её составляет гипотеза о седиментогенном происхождении вод, исходя из которой состав рассолов считается производным морской воды погребенных бассейнов. Рассолы с концентрацией до 300-400 г/л, попав в процессе литогенеза в осадочные породы, отжимаются из них в соответствующей структурно-тектонической обстановке.

Заметно отличается от предыдущей седиментогенно-инфильтрационная гипотеза, согласно которой источником рассолов является не столько остаточная рапа погребенных морских бассейнов, как состав вмещающих пород. Одним из наиболее известных ее сторонников является Е.В. Пиннекер (1977), который считает, что "...подавляющая масса концентрированных рассолов появилась из вод различного генезиса путем метаморфизации их исходного состава" [225]. Этому же мнению придерживался еще В.А. Сулин (1935), который считал хлоридные кальциевые воды конечным продуктом концентрирования природных вод на больших глубинах. Данная гипотеза, которую скорее следовало бы называть метаморфогенной, охватывает почти весь диапазон физико-химических преобразований в земной коре. Она является как бы промежуточной между экзогенной и эндогенной теориями формирования рассолов и, практически, не позволяет четко определиться с их источником, что часто имеет принципиальное значение.

Эндогенная теория рассолообразования основывается на глубинном (ювенильном, магматогенном, контактово-метаморфогенном, гидротермальном) источнике генерации рассолов. Она достаточно подробно обоснована в работах ряда гидрогеологов [54, 55, 92, 133, 351, 368 и др.] и поддерживается многими исследователями, изучающими процессы вулканизма и гидротермального рудообразования [7, 141, 191, 194]. По мнению Д.Уайта (1970), ввиду трудностей в исследовании, эн-

догенному источнику рассолов в земной коре уделяется незаслуженно малое внимание. Вместе с тем, балансовыми расчетами установлено: вынос вещества (основным компонентом которого являются хлоридно-натриевые флюиды) гидротермальными системами, существующими десятки и сотни тысяч лет, настолько велик, что не может быть обеспечен выщелачиванием хлора и натрия из пород [370]. С другой стороны, преобладание хлоридов в водах многих гидротермальных систем, наряду с присутствием HCl в эксгаляциях активных вулканов, привело ряд исследователей к представлению о ювенильном генезисе хлора не только в эндогенных флюидах зон современной тектонической активизации [7, 194], но и в высокоминерализованных рассолах, встречающихся в нижней гидродинамической зоне тектонически стабильных областей [54].

Экзогенное рассолообразование широко развито в верхних горизонтах литосферы и гидросферы. Однако основным источником глубинных рассолов может быть молекулярно-диффузионный вынос хлорида натрия из докембрийских и нижнепалеозойских комплексов. Он осуществляется как при термометаморфизме пород, так и в результате процессов, сопровождающихся глубокой перестройкой вещества земной коры. Поступление же летучего хлора и хлоридно-натриевых флюидов, связанное с проявлением активности подкорового субстрата, вполне может происходить по зонам разломов глубинного заложения.

Рассматривая накопление соляных залежей как результат поступления в бассейны седиментации эндогенных (магматогенных) хлоридно-натриевых высокоминерализованных растворов, стимулирующих начало кристаллизации галита и других эвапоритов, современное экзогенное рассолообразование можно рассматривать как процесс регенерации древних рассолов. И поэтому прав А.Н. Козин (1985), утверждавший, что "в течение всей геологической истории Земли эндогенный фактор имел глобальное значение в формировании хлоридной гидросферы (первобытный и современный океан, воды осадочных метаморфических и изверженных пород), так как другие факторы по своему существу являются вторичными".

Такая точка зрения позволяет удовлетворительно объяснить как особенности гидрогеохимической зональности в различных структурах Днепровско-Донецкого авлакогена, так и разгрузку хлоридных вод и рассолов, происходящую в долгоживущих очагах тепломассопереноса, которые располагаются в зонах тектонически активизированных региональных разломов.

2.1.3. Основные черты палеогидрогеохимической эволюции региона

Эволюция химического состава подземных вод Днепровско-Донецкого авлакогена происходила на протяжении всей истории его геологического развития. Проявления тектонических фаз, сопровождавшиеся движениями блоков земной коры, колебаниями уровня моря и гидротермальными процессами, приводили к интенсивному водообмену не только между отдельными водоносными горизонтами и комплексами, но и между геогидродинамическими системами: инфильтрационной, элизионной и термогидродинамической. Водообмен, часто сопровождающийся разгрузкой эндогенных флюидов, осуществляется главным образом по трещиноватым зонам глубинных разломов, активизация которых вызывает глубокие изменения в химическом составе гидросферы. В связи с чем историю формирования химического состава подземных вод следует рассматривать в неразрывной взаимосвязи с историей геотектонического развития региона. Именно поэтому в основу палеогидрогеохимического анализа территории исследований автором положен принцип выделения важнейших этапов ее геологической эволюции.

О девонском периоде формирования химического состава подземных вод Днепровско-Донецкого водонапорного бассейна известно очень мало. Структура в это время переживала начальную стадию своего формирования, связанную с проявлением каледонского тектогенеза, сопровождающегося излиянием магм, скорее всего, основного состава [56]. При этом выделялись щелочные постмагматические растворы, за счет которых могли формироваться трещинно-жильные, высокоминерализованные (более 30 г/л) хлоридно-кальциево-натриевые воды и рассолы, содержащие литий, рубидий, бериллий, хром, ванадий, стронций, барий, алюминий, железо, тантал, ниобий, молибден, свинец и другие рудные элементы. Геохимическая роль пресных инфильтрационных вод, проникающих в приповерхностную часть водовмещающих пород, была незначительной и сводилась, вероятно, лишь к образованию благоприятных физико-химических условий для выпадения минерального вещества из растворов при смешивании с ними вод эндогенного формирования [179]. Территория при этом испытывала устойчивое воздымание, которое продолжалось вплоть до эйфельского времени. С раннегерцинской активизацией разломов усилилась магматическая дея-

тельность с образованием щелочно-основных интрузивных комплексов - диабазов трапповой формации [36].

В эйфельский век произошла трансгрессия моря, в результате которой в сформировавшемся Днепровско-Донецком палеорифте образовался морской бассейн. Своего максимального развития трансгрессия достигла в живетское время, к которому накопились мощные толщи вулканогенно-осадочных пород. Это период, по мнению И.П. Коросташовца и И.А. Месяца, "...по-видимому, следует считать началом формирования подземных вод собственно Днепровско-Донецкого артезианского бассейна" [143].

Жаркий аридный климат, интенсивные колебательные движения, разогрев ложа палеорифта и разгрузка постмагматических хлоридно-натриевых растворов в существующий в это время на территории региона мелководный морской бассейн, привели к его интенсивному засолонению и послужили, по-видимому, причиной накопления мощной толщи каменной соли. К концу позднего девона солеобразование прекратилось, что было связано с воздыманием территории, закончившемся на рубеже девонского и каменноугольного периодов бретонской фазой герцинского орогенеза. Последняя сопровождалась интенсивной разгрузкой термальных растворов, приносящих рудные элементы и кремнезем, которыми обогащались вмещающие осадочные породы. Среди рудных элементов в растворах преобладали железо, марганец, алюминий, полиметаллы [179].

Образовавшиеся галогенные отложения, которые выполняли роль регионального водоупора и залегали на более древних водоносных породах вулканогенно-осадочной толщи, обусловили формирование в пределах Донецкого грабена водонапорной системы, почти полностью изолированной от воздействия атмосферных осадков [143]. В это время в водоносных горизонтах и комплексах системы преобладали ювенильно-магматогенные и метаморфогенные воды, состав которых соответствовал составу постмагматических полигенных растворов.

После бретонской тектонической активизации территория Донецкого прогиба и восточной части ДДВ испытывала устойчивое опускание вплоть до раннепермского времени. С погружением наступает смена континентального режима морским и образуется толща терригенно-карбонатных осадочных пород мощностью более 20 км. Диагенез осадков привел к формированию горизонтов седиментационных вод, отличающихся щелочной реакцией и сравнительно невысокой (до 20-30 г/л) минерализацией. Химический состав этих вод вначале был, по-

видимому, хлоридно-натриевым. Впоследствии, в процессе катагенеза осадочных толщ, воды обогащались сульфатами, существенную роль в образовании которых играло, по-видимому, поступление глубинного сероводорода по зонам разломов. С накоплением сульфатов происходит уменьшение щелочности вод. Одновременно в системе "порода - вода" протекают процессы катионного обмена, ведущие к обогащению седиментационных вод кальцием и магнием [179].

К концу позднего карбона прогибание региона замедлилось, а с пермского периода началось его интенсивное воздымание, что повлекло за собой изменение климатических условий – климат стал аридным, а морской режим сменился прибрежно-морским и лагунным. При этом в картамышское время ранней перми на северо-западе Донецкого прогиба (в Бахмутской котловине) по зонам активизированных разломов циркулировали рудообразующие гидротермальные растворы, основными минералообразующими элементами в которых, судя по рудной минерализации в породах [155], были медь, свинец, цинк. Эти растворы поступали в мелководный морской бассейн, в котором существовала благоприятная для осаждения сульфидов металлов восстановительная обстановка. Благодаря наличию сероводородного, температурного и кислотно-щелочного геохимических барьеров металлы, находящиеся в растворах в виде комплексов с галогенами, сульфат-ионом, гидроксил-ионом выпадали в осадок с образованием сульфидных минералов. Их окисление и разложение в дальнейшем явилось важным фактором обогащения природных вод сульфат-ионом [179].

В никитовское и славянское время при общем постепенном воздымании территории Днепровско-Донецкого авлакогена происходило интенсивное засоление пермского моря и отложение мощных толщ галита. Воздымание сопровождалось образованием многочисленных купольных поднятий в ДДВ. В результате в межкупольных прогибах формируются горизонты седиментационных хлоридно-натриевых- (кальциевых) вод и рассолов с минерализацией до 320-340 г/л. По зонам разломов (особенно в пределах антиклинальных структур) осуществлялась разгрузка кислых низкотемпературных гидротерм сульфатно-хлоридного состава, обогащенных углекислотой. Взаимодействие их с минералами пород карбона и нижней перми вызвало кислотное выщелачивание не только сульфидов, но и кварца [36]. Подземные воды насыщались кремнеземом, который переоткладывался в трещинах и пустотах водовмещающих пород, окварцовывая терригенные породы палеозойского комплекса в зонах разломов.

Рубеж ранней и поздней перми ознаменовался проявлением заальской фазы герцинского орогенеза, которая сопровождалась магматической деятельностью [36]. Это привело к интенсивному дроблению всей палеозойской толщи пород и обусловило появление в ней множества различных по глубине, ширине и протяженности каналов фильтрации постмагматических растворов. Таким образом, было обеспечено значительное улучшение взаимосвязи между водоносными горизонтами и комплексами.

Гидротермальные растворы высокой щелочности, сопровождавшие магматизм, отличались наличием, прежде всего, высоких концентраций летучих элементов мантийного происхождения - ртути, хлора, бора, лития, рубидия, серы, цезия, фтора, мышьяка и йода, а также натрия, калия, железа, полиметаллов, хрома, титана, ванадия и некоторых других элементов. Повышенная щелочность и температура, а также насыщенность газами, среди которых преобладали окись и двуокись углерода, водород, метан, сероводород, сернистый газ, способствовали образованию наиболее благоприятной среды для миграции многих химических элементов в водных растворах как в виде простых ионов, так и в виде комплексных соединений. В результате попадания в окислительную обстановку верхних слоев земной коры (характеризующуюся пониженными температурой и давлением) и смешения с инфильтрационными водами (водообильность горизонтов которых постоянно увеличивалась в пределах купольных структур) в рудоносных растворах происходило резкое нарушение установившегося ранее физико-химического равновесия. При этом многие рудные элементы выпадали из раствора и осаждались на стенках трещин в породах, образуя при раскристаллизации участки минерализации, контролирующиеся зонами разломов [179].

На границе пермского и триасового времени произошла заключительная, пфальцская фаза герцинской складчатости. В результате ее проявления Донецкий прогиб и Днепровско-Донецкая впадина окончательно сформировались как автономные складчатые мегагеоструктуры, в межкупольных прогибах которых, в зоне развития инфильтрационных, и особенно, элизионных геогидродинамических систем, образуются бассейны седиментационных хлоридно-сульфатно-кальциевых-натриевых вод [319], во многом унаследовавших свой состав от палеозойских морей. В то же время, на приподнятых участках антиклинальных структур получают развитие трещинные и трещинно-жильные воды, состав которых постоянно изменяется за счет глубин-

ных растворов, приносящих по зонам разломов как вещество земной коры, так и продукты мантийных процессов.

Судя по парагенезисам минералов, гидротермальная деятельность, сопровождавшая позднегерцинский тектогенез, была неоднородной как по термобарическим параметрам растворов, так и по их химическому составу [36]. Отмечено четко выраженное падение температур и давления растворов, разгружающихся в зоне Центрально-Донецкого разлома, по направлению с востока на запад. Это определило и геохимическую зональность гидротермального минералообразования. В пределах Нагольного кряжа по зоне Центрально-Донецкого разлома разгружались высокотемпературные, обладающие большими напорами, растворы, что, по-видимому, было связано с близостью к поверхности магматического растворгенирующего плутона. В результате произошла мобилизация не только подвижных – ртути, мышьяка, полиметаллов, галогенов, но и золота. В пределах же Никитовского рудного поля, находящегося восточнее Нагольного кряжа и контролирующегося тем же Центрально-Донецким разломом, разгружающиеся растворы имели более низкую температуру и давление. Поэтому здесь почти полностью отсутствует золото, подчиненную роль имеют полиметаллы, а ведущую – низкотемпературные – ртуть, сурьма, мышьяк и галогены [132].

В том же направлении происходило и изменение газового состава гидротерм. На востоке, в районе Нагольно-Тарасовской антиклинали, они были углекисло-водными [116]. При движении на западе насыщенность растворов углекислотой постоянно уменьшалась при одновременном увеличении содержания метана и других углеводородов. В Днепровско-Донецкой впадине гидротермы были, в основном, метаново-водными. Такая же зональность наблюдается и в настоящее время, что, по всей вероятности, объясняется различиями в типах земной коры, в пределах Донецкого прогиба и ДДВ.

При подъеме палеозойских гидротерм различного состава к поверхности и их взаимодействии с вадозными водами элизионной и инфильтрационной систем, происходило не только насыщение подземных вод палеозоя химическими элементами, но и растворение в них значительной части газов. В дальнейшем это стало, с одной стороны, благоприятным фактором нефтегазообразования, а с другой - способствовало повышению миграционных свойств многих химических элементов, и, в первую очередь, металлов.

В триасе почти на всей территории авлакогена установился гумидный климат, о чем свидетельствует развитие зон пластового огле-

ния в красноцветных отложениях [277]. Благодаря наличию в породах гумуса, в верхних горизонтах перми и нижнего-среднего триаса формировались кислые гидрокарбонатные воды с рН 5-6. Низкое значение рН поддерживалось в водах в результате высокого парциального давления CO_2 , особенно характерного для территории Донецкого прогиба. Несмотря на относительную тектоническую стабильность, в триасе происходили эпейрогенические блоковые движения, особенно активизировавшиеся в конце периода. В приподнятых блоках, которые служили областями питания, формировались трещинные воды гидрокарбонатного состава [98], а в опущенных - благодаря взаимодействию с вмещающими породами на пути движения к областям разгрузки - гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатные, сульфатно-хлоридные и даже хлоридно-натриевые воды [316]. Гидротермальная деятельность имела слабо выраженный характер.

На рубеже триаса и юры тектоническая активизация завершилась древнекиммерийской фазой складчатости, которая проявилась в подновлении герцинских структур и заложении многих купольных поднятий региона [66, 140, 164]. В условиях морского бассейна происходил подводный вулканизм, сопровождавшийся разгрузкой железосодержащих растворов, которые образовали прослой бурых железняков в юрских отложениях. В батское время на востоке (вдоль зоны Центрально-Донецкого разлома) и на юге (вдоль Мушкетовско-Персиановского разлома) Донецкого прогиба произошло внедрение дайковых интрузий. Гидротермальные постмагматические растворы содержали золото, серебро, медь, полиметаллы, ртуть, сурьму и большие массы фтора, а также железо, хром, титан, ванадий, никель и другие элементы. Это, по-видимому, послужило причиной формирования основного гидротермального оруденения Нагольного кряжа и Покрово-Киреевского флюоритового месторождения [105, 221].

На границе юры и мела произошла новокиммерийская тектоническая фаза, которая проявилась в подновлении Славянской, Краснооскольской, Шебелинской, Мечебиловской, Беляевской и других купольных структур. К этому времени море регрессирует и территория региона становится сушей. В результате замещения седиментационных вод инфильтрационными происходит опреснение верхних горизонтов и изменение их хлоридного состава на гидрокарбонатный и сульфатный. В то же время по зонам активизированных разломов наблюдается подток глубинных вод гидрокарбонатно-натриевого и хлоридно-натриевого состава, насыщенных эндогенными микроэлементами и газами. Это соз-

дает предпосылки для формирования вертикальной гидрогеохимической зональности по типу той, которая наблюдается и в настоящее время [179].

Установившийся континентальный режим сменился в сеномане морским в результате мощной трансгрессии моря, охватившей, по-видимому, весь Доно-Днепровский прогиб. В результате происходит вытеснение из пород вод инфильтрационного генезиса и замена их более тяжелыми морскими. Проникновение последних в глубокие водоносные горизонты привело к насыщению вод синклинальных бассейнов хлором, натрием, сульфатами и к увеличению их минерализации. Морской режим существовал вплоть до конца позднего мела, когда опускание сменилось восходящими движениями.

На рубеже мела и палеогена восходящие движения завершились мощной ларамийской фазой альпийского тектогенеза, в которую происходило не только унаследованное развитие складчатых геологических структур, но и резко активизировались глубинные разломы, амплитуды смещений по которым достигали 200-300 м и более [66]. Ларамийские тектонические движения сопровождались гидротермальными процессами, с которыми связано образование ртутного оруденения Центрального Донбасса [295]. Помимо ртути, эти растворы были насыщены хлором, бором, литием, рубидием, цезием, фтором, йодом, полиметаллами [179]. В результате в пределах очагов разгрузки минералообразующих гидротерм возникли гидрогеохимические аномалии, которые оказывают большое влияние на формирование химического состава подземных вод региона.

Континентальный режим, существующий в палеогене, сменяется в эоцене морским. Теплое мелкое море покрывало прогиб вплоть до позднего олигоцена. В берекское время началось воздымание территории, море регрессировало и на смену морскому наступил континентальный режим, сохраняющийся до настоящего времени.

На границе палеогена и неогена происходит савская фаза альпийского тектогенеза, с которой связана восходящая разгрузка низко- и среднетемпературных растворов, проявившаяся в телетермальном изменении пород в зонах глубинных разломов и образовании (по данным А.В. Суярко) кварцевых и кальцитовых жил в отложениях палеогена и неогена (зона Мушкетовского разлома вблизи с. Благодатное). С этими движениями связан, по-видимому, и привнос в подземные воды наиболее летучих элементов из подкоровых областей – ртути, фтора, хлора, мышьяка, йода, брома.

В течение неогенового и четвертичного периодов альпийский тектогенез многократно проявлялся (и проявляется в настоящее время) в виде движения отдельных блоков земной коры по разломам. С современными тектоническими движениями связана разгрузка глубинных вод, отличающихся аномальным химическим и газовым составом. Последние играют немаловажную роль в формировании химического состава вод инфильтрационных и элизионных систем [179].

За время континентального развития, продолжавшееся около 26 млн. лет, в течение неогенового и четвертичного периодов, произошло замещение седиментационных вод кайнозойских, мезозойских и части палеозойских отложений инфильтрационными водами [243]. В глубоких горизонтах палеозоя и в зонах разломов происходят процессы обмена между седиментационными и метаморфогенными водами, а также глубинными флюидами. Разгрузка таких вод в верхние водоносные горизонты и комплексы имеет большое значение для формирования современной гидрогеохимической зональности [179]. Поступая по разломам, воды глубокого формирования проявляются вблизи поверхности в виде гидрогеохимических аномалий, характеризующихся нетипичным для фоновых вод ионно-солевым составом, наличием эндогенных микроэлементов и газов, высокой (реже - очень низкой) минерализацией, щелочностью, низкими значениями E_h , а иногда - повышенной температурой. Все эти признаки позволяют отличать подземные воды глубокой циркуляции от инфильтрационных вод, формирующихся в верхних горизонтах. Современная разгрузка вод глубокого формирования, содержащих растворенные эндогенные флюиды, указывает на интенсивные процессы тепломассопереноса в подземной гидросфере региона.

Анализ палеогидрогеохимической эволюции Днепровско-Донецкого авлакогена свидетельствует о том, что изменения химического состава подземных вод неразрывно связаны с геотектоническим развитием региона и отражают его геологическую историю.

2.1.4. Геохимические типы подземных вод и некоторые особенности их распространения в регионе

В процессе длительной геологической эволюции Днепровско-Донецкого авлакогена в его гидрогеологическом разрезе сформировались подземные воды различного химического состава - от гидрокарбонатно-кальциевых до хлоридно-натриевых, величина pH которых ко-

леблется от 4,5 до 9,2, а минерализация изменяется от 0,1 до 320,0 г/л (рис. 2.1). Среди них, по классификации С.А. Щукарева (учитывающей анионы и катионы, присутствующие в воде в количестве не менее 25 экв/% и записывающиеся в формуле М.Г. Курлова в порядке убывания их процентного содержания) выделяются следующие основные геохимические типы вод [179, 292]:

1. Гидрокарбонатный (кальциевый, магниевый и кальциево-магниевый-натриевый) с М 1,0-3,0 г/л и рН 6,8-7,2.
2. Гидрокарбонатно-сульфатный, сульфатно-гидрокарбонатный (различного катионного состава) с М 1,0-3,5 г/л и рН 6,7-7,4.
3. Сульфатный (кальциевый, натриевый, магниевый) с М 3,0-7,0 и рН 5,4-7,6.
4. Сульфатно-хлоридный, хлоридно-сульфатный (натриевый, кальциевый, магниевый) с М 3,0-8,0 г/л и рН 6,5-7,8.
5. Гидрокарбонатно-натриевый, гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый с М 0,1-2,0 г/л и рН 7,8-9,0.
6. Хлоридно-натриевый (кальциевый) с М до 320-340 г/л и рН 7,6-9,5.

В инфильтрационных гидродинамических системах преобладают воды первых трех типов. Щелочные воды гидрокарбонатно-натриевого и хлоридно-натриевого (кальциевого) состава характерны для элизионных и термогидродинамических систем. Разгрузка их в верхние водоносные горизонты наблюдается в зонах разломов и фиксируется по гидрогеохимическим, гидрогеотермическим и гидродинамическим аномалиям, указывающим на глубокое формирование этих вод (рис. 2.2).

Верхняя часть геогидродинамического разреза (до гл. 300- 400 м), соответствующая зоне свободного водообмена (И.П. Соляков, 1961) в геохимическом отношении совпадает с зоной гипергенеза. Для нее характерна максимальная раскрытость, многократная промытость гидрогеологических структур и частое нарушение физико-химического равновесия в системе "порода-вода" под воздействием, главным образом, экзогенных факторов, роль которых с увеличением глубины залегания водоносных комплексов уменьшается.

Подземные воды элизионных систем, формирующиеся на глубинах свыше 800 - 1000 м, находятся в условиях, почти полностью исключающих влияние внешних факторов. Они характеризуются повы-

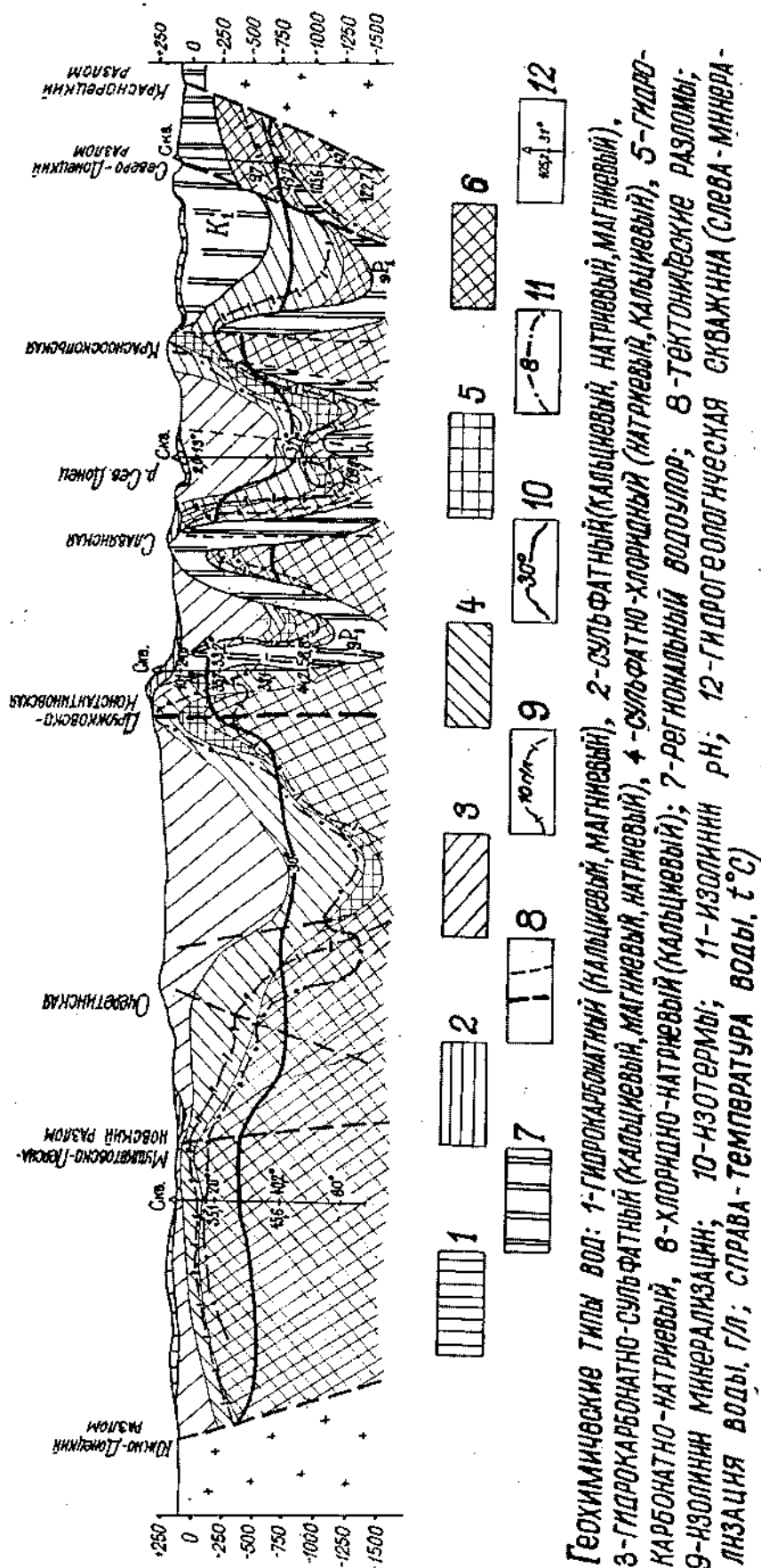


Рис. 2.2. Поперечный гидрогеохимический разрез Донецкого прогиба.

шенной минерализацией (10 - 300 г/л), значительной обогащенностью ионами хлора, натрия, кальция, сульфат-ионом, высокой щелочностью (рН 8-9). Нередко в них присутствуют свободные и растворенные газы - метан, сероводород, двуокись углерода, водород, гелий и другие, которые по разломам мигрировали вместе с глубинными водами из горизонтов термогидродинамической системы [179].

Определенная закономерность наблюдается и в стратиграфическом распределении геохимических типов подземных вод (табл.2.5). В четвертичных и неоген-палеогеновых комплексах преобладают гидрокарбонатно-кальциевые (магниевые) и гидрокарбонатно-сульфатные воды различного катионного состава с минерализацией до 1,0 - 2,0 г/л и рН 6,8-7,2. Вблизи разрывных тектонических нарушений, по которым происходит разгрузка вод мезозойских и палеозойских отложений, подземные воды кайнозойских комплексов нередко отличаются аномальным, чаще всего сульфатно-хлоридным составом. Микроэлементы, содержащиеся в этих водах имеют в основном гипергенное (в том числе техногенное) и биогенное происхождение.

Подземные воды мезозойских водоносных комплексов в зоне свободного водообмена в основном гидрокарбонатно-сульфатные или сульфатно-гидрокарбонатные (кальциевые, магниевые, натриевые).

Минерализация их колеблется от 0,5-1,5 г/л до 3,0-5,0 г/л. На глубинах 600 - 800 м в подземных водах мезозоя заметно возрастают концентрации ионов хлора и натрия и они приобретают сульфатно-хлоридный (натриевый, кальциевый, магниевый), хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый и даже хлоридно-натриевый состав (глубокие горизонты триаса и, отчасти, юры). Минерализация этих вод возрастает до 10,0 - 35,0 г/л, а рН – до 8,3 (табл. 2.5). Микроэлементы и газы в водах мезозойских комплексов имеют как экзогенное, так и эндогенное (в зонах разломов) происхождение.

Геохимические особенности подземных вод палеозоя весьма неоднородны. Так, в водоносном комплексе зоны выщелачивания галогенных отложений нижней перми Бахмутской котловины на участках, где пласты соли уже выщелочены, формируются сульфатно-кальциевые и сульфатно-хлоридно-натриево-кальциевые воды с минерализацией до 7-8 г/л и рН 7,4-7,8. В зоне современного активного выщелачивания галита воды и рассолы с минерализацией до 120 - 140 г/л имеют исключительно хлоридно-натриевый (кальциевый) состав. Ниже зоны выщелачивания галогенные отложения нижней перми представляют собой водоупорную толщу, разделяющую палеозойские и мезозойские водо-

Таблица 2.5

**Геохимическая характеристика основных водоносных
комплексов Днепровско-Донецкого водонапорного бассейна**

Водонос- ные комп- лексы (индексы)	Преобладающие геохимические типы подземных вод	Минера- лизация (М), г/л	pH	Характерные микроэлементы и газы
1	2	3	4	5
<i>Q</i>	HCO ₃ -Ca(Mg) HCO ₃ - SO ₄ -Ca(Mg, Na)	0,5-1,5 1,0-2,0	7,0-7,2 6,8-7,2	Br,B,Zn,(As,Cu), NO ₂ ,NO ₃ ;O ₂ ,N ₂
<i>N-P</i>	HCO ₃ - SO ₄ (Ca,Mg,Na) SO ₄ -HCO ₃ (Ca,Mg,Na)	0,5-2,5 1,0-5,0	6,8-7,2 6,9-7,4	Br,B,F,(As,Cu); N ₂ H ₂ S,O ₂
<i>K₂</i>	HCO ₃ -Ca (Mg) HCO ₃ -SO ₄ -Ca (Mg,Na)	0,5-2,5	6,8-7,2	Br,As,Cu,Zn, (Hg,Pb,Ni)
<i>K_{3cm} - K_{1-J}</i>	HCO ₃ - SO ₄ -Ca (Na,Mg) SO ₄ -HO ₃ (Cl)-Na	1,0-3,0 1,5-6,0	6,7-7,4 6,9-7,6	F,Zn,Cu,B,Br,NO ₂ , NO ₃
<i>T</i>	HCO ₃ -SO ₄ -Ca (Na,Mg,Ca) SO ₄ -HCO ₃ - (Cl)-Na(Mg ,Ca) Cl-HCO ₃ -Na Cl-Na	1,0-2,0 1,5-5,0 до 10-16	6,8-7,3 6,7-7,4 7,8-8,3	Br,B,Hg,F,As,Co, Ni
<i>qP₁</i>	На участках, где соли выщелоче- ны: SO ₄ -Ca(Na,Mg) или SO ₄ -Cl-Na-Ca (Mg) В зоне современного выщелачи- вания: Cl-Na	0,4-7,8 10,0- 140,0	6,9-7,8 7,8-8,5	Br,F,B,J,Pb,Zn,Hg, As,(Li,Pb, Cs); H ₂
<i>P₁-C₁²</i>	HCO ₃ -Ca-(Mg) HCO ₃ -SO ₄ -(Ca,Mg,Na) SO ₄ - (Na,Ca,Mg) SO ₄ - Cl- Na(Ca,Mg) HCO ₃ -(Cl)-Na Cl-Na	0,5-1,0 1,0-2,5 2,5-6,0 3,0-8,0 0,5-1,5 10,0-320	6,8-7,2 6,9-7,4 5,4-6,7 7,2-8,0 7,6-8,5 7,6-9,2	B,F,Cu,Hg,As,Zn, Pb,U,Ba,Sr,Br, (Sb,J,Li,Rb,Cs,Cr, Ge,Y,Yb,La,Ti, Mn); H ₂ S,CO ₂ ,CH ₄ ,H ₂
<i>C₁¹</i>	От HCO ₃ до Cl-Na	0,5-10,0	6,8-8,3	F,Hg,Sb,Zn,(Li,Ba, Sr); CO ₂ ,CH ₄
<i>D₂₋₃</i>	SO ₄ -Cl-Na(Ca,Mg)	от 4,0-10 до 340,0	до 8-9	Cr,Ni,Co,Mo,Fe, Ti,F (B,Cu,Sn,Pb); H ₂ S,CH ₄

носные комплексы.

Химический состав подземных вод терригенной перми и карбона определяется условиями залегания водоносных горизонтов. По мере уплотнения трещиноватых известняков, песчаников и аргиллитов свер-

ху вниз наблюдается постепенная смена геохимических типов вод - от слабоминерализованных (0,5-1,0 г/л), нейтральных (рН - 6,8-7,2), гидрокарбонатно-кальциевых и слабокислых (рН 5,4-6,5) сульфатных вод до высокоминерализованных (до 320,0 г/л), щелочных (рН 7,9-9,2) хлоридно-натриевых (кальциевых) рассолов. Последние характерны для элизионных геогидродинамических систем, залегающих на глубинах свыше 2,0 - 4,0 тыс. м и зон гидродинамически активных глубинных разломов.

Воды карбонатной толщи нижнего карбона (C_1^1) отличаются таким же разнообразием химического состава, как и воды терригенных отложений. Однако минерализация их редко превышает 5 - 10 г/л, что объясняется хорошей промытостью гидрогеологических структур.

Водоносные горизонты среднего-верхнего девона, обнажающегося на юге региона, а также в ядрах солянокупольных структур ДДВ и Западно-Донецкого грабена содержат, в основном, сульфатно-хлоридные (различного катионного состава) и хлоридно-натриевые воды (табл. 2.5).

Источниками микроэлементов и газов в водах палеозойских комплексов являются, с одной стороны, водовмещающие породы, а с другой – очаги генерации как коровых, так и мантийных флюидов. Причем доля последних заметно увеличивается с глубиной. Разгрузка конвективного флюидного потока обычно происходит по зонам разломов. Поэтому именно там, чаще всего, формируются гидрогеохимические аномалии с несвойственным для регионального геохимического фона набором элементов и соединений.

На гидродинамически активных участках зон разломов между различными водоносными горизонтами и комплексами устанавливается гидравлическая взаимосвязь. Нередко она проявляется в восходящей разгрузке высокоминерализованных, щелочных вод глубоких горизонтов палеозоя, которые оказывают существенное влияние на формирование химического состава подземных вод верхней части гидрогеологического разреза [292].

В результате обработки около 3 тысяч анализов проб подземных вод автором рассчитан средний ионно-солевой состав вод зоны гипергенеза Донецкого водонапорного бассейна. Полученная усредненная формула Курлова имеет вид:

$$M_{2,3} \frac{SO_4 50 HCO_3 30 Cl_{15} NO_3 4}{Ca 34 Na 33 Mg 26 K 5} pH 7,3$$

Это свидетельствует о том, что в самой верхней части гидрогеологического разреза до глубин 150 - 200 м в основном преобладают слабощелочные сульфатно-гидрокарбонатные (кальциево-натриево-магниевые) солоноватые воды [292].

Помимо упомянутых, иногда встречаются воды, химический состав которых отличается от характерного для региона. Такие явления чаще всего могут вызываться техногенным влиянием, однако бывают связаны и с аномальными природными процессами.

2.1.5. Гидрогеохимическая зональность в различных геологических структурах

Гидрогеохимическая зональность является отражением, с одной стороны, действия гравитационных сил Земли, а с другой - сложных геологических процессов, происходящих в земной коре. Основа ее формирования в современном виде - тектонические движения, которые приводят к образованию геологических структур, определяют динамику подземных вод и влияют на изменение их химического состава.

Формирование гидрогеохимической зональности Днепровско-Донецкого авлакогена описано в целом ряде работ [10, 69, 135, 179, 269, 281, 288, 292 и др.]. Однако некоторые аспекты этой проблемы требуют более подробного рассмотрения.

На основании большого фактического материала автором установлена гидрогеохимическая зональность в различных водоносных горизонтах и комплексах и обоснованы схемы её формирования в геологических структурах восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена.

В областях инфильтрационного питания верхней части мезозойских синклинальных бассейнов при растворении гипса, кальцита и доломита в присутствии углекислоты атмосферного и биогенного происхождения формируются нейтральные (рН 6,8-7,2) гидрокарбонатно-натриево-кальциевые (кальциево-магниевые) воды с минерализацией 0,5 - 1,0 г/л, а также гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные воды кальциевого, магниевого и смешанного катионного состава с минерализацией 2,0 - 4,0 г/л и рН 6,6 - 7,2. В центральных частях синклиналей глубина залегания гидрокарбонатно-кальциевых вод обычно не превышает 50 м, а гидрокарбонатно-сульфатных и сульфатно-гидрокарбонатных достигает 800 - 1000 м. Ниже, на глубине 900 - 1200 м, вследствие катионного обмена и абио-

генной десульфатизации подземных вод вышележающих горизонтов (с участием эндогенного углекислого газа), образуются щелочные (рН 7,8-9,2) гидрокарбонатно-натриевые воды с минерализацией 0,5 - 2,0 г/л [288]. Образование их может происходить также при дегидратации и раскристаллизации минералов с высвобождением значительных количеств молекулярной (OH^- , H^+ , H_3O^+) воды [135, 150]. С глубиной (более 1000 - 1200 м) происходит смена этих вод на хлоридно-натриевые (кальциевые) воды и рассолы с минерализацией до 30 г/л и более (Краматорско-Часовая, Камышевахско-Лиманская, Шиловская и другие синклинали). Формирование хлоридных вод в глубоких горизонтах мезозоя происходит, главным образом, за счет подтока палеозойских вод. Не исключено также, что определенное влияние на их ионно-солевой состав оказывают метаморфогенные воды, поступающие по зонам разломов. В результате хлоридно-натриевые воды глубоких горизонтов приобретают сложный генезис, четкая интерпретация которого в настоящее время затруднена [288].

На антиклинальных структурах, ограничивающих локальные мезозойские бассейны, гидрогеохимическая зональность резко нарушается. Хлоридно-натриевые воды, характерные для глубоких горизонтов, встречаются уже на глубинах 50 - 100 м, а иногда и в восходящих источниках на поверхности. Они обнаружены на Краснооскольской (скв. 58, глубина 12,7 м), Торско-Дробышевской (скв. 7957, глубина 18,0 м), Святогорской (скв. 148, глубина 200 м), Петровской (родник 60а), Шебелинской (скв. 5864, глубина 174 м), Краснопавловской (скв. 145р, глубина 44 м) и других брахи-антиклиналях. Эти воды обладают высокими напорами. Вскрывшие их скважины нередко фонтанируют. Фонтанирование сопровождается газовыми струями, преобладающим компонентом которых является метан.

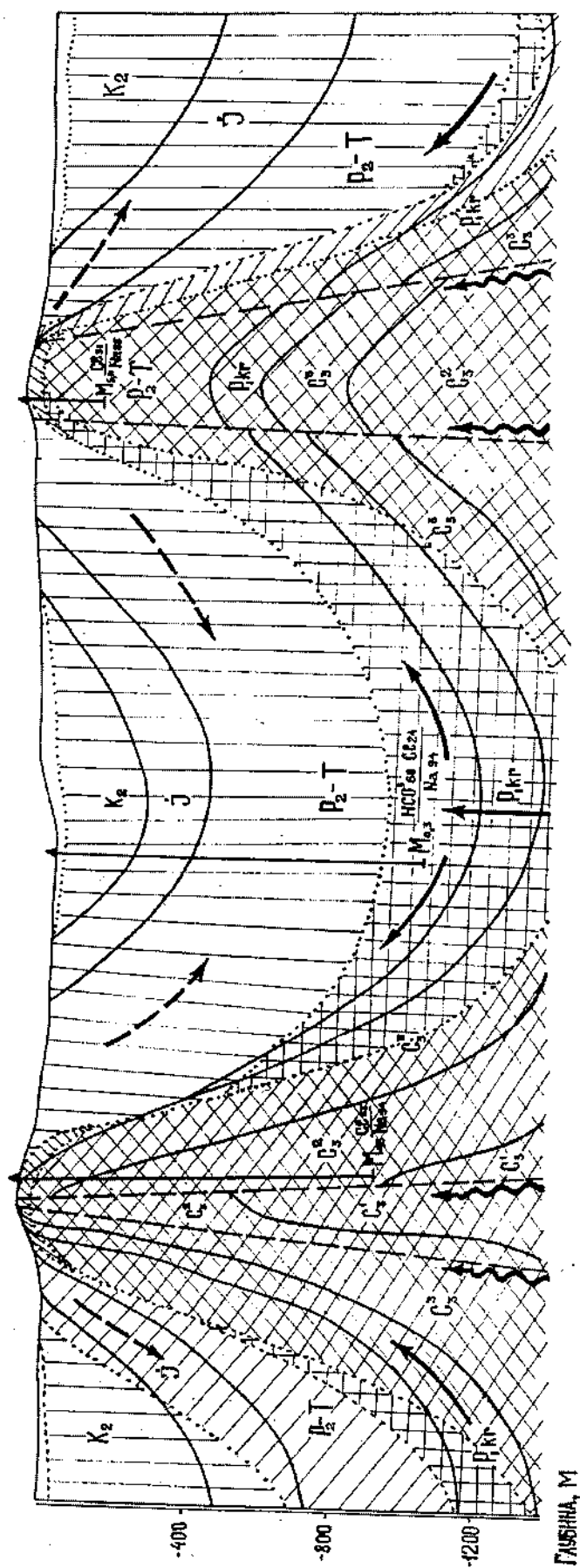
Здесь же, в пределах антиклиналей на глубине первых десятков метров в результате окисления сульфидных и растворения сульфатных минералов формируются слабокислые (рН 5,4-6,8) сульфатные воды с минерализацией 2,0-3,0 г/л, которые в глубоких горизонтах мезозойских структур, по-видимому, образуются в результате радиолиза [51].

Такая схема вертикальной гидрогеохимической зональности обусловлена гидродинамическими особенностями синклиналий и антиклинальных мезозойских структур. В зоне свободного водообмена синклиналий перемещение подземных вод происходит под действием гидростатического давления и направлено от областей питания к областям разгрузки. С увеличением глубины на динамическое состояние

подземных вод, помимо гидростатического, все большее влияние оказывает геостатическое давление. В глубоких горизонтах последнее резко возрастает вследствие проявления в регионе новейших и современных тектонических движений с амплитудами до 2 - 10 мм в год [17, 18, 299]. В результате происходит перемещение отдельных блоков земной коры и рост антиклинальных структур, протягивающихся вдоль зон активизированных глубинных разломов. Это приводит к резкому увеличению геодинамических нагрузок на водовмещающие породы и отжатию из них подземных вод, которые устремляются вверх по зонам разломов, где на них оказывают дополнительное давление эндогенные флюиды и тепловой поток. Эти воды, обогащенные микроэлементами и газами, выходят к земной поверхности в пределах растущих антиклинальных структур, на которых происходит снятие геостатического давления (рис. 2.3).

В палеозойских геологических структурах формирование гидрогеохимической зональности имеет свои особенности. Оно обусловлено не столько наличием синклиналий и антиклинальных складок, сколько блоковым характером земной коры. В пределах отдельных блоков, представляющих собой обособленные гидрогеологические структуры, нормальная гидрогеохимическая зональность определяется распространением сверху вниз гидрокарбонатных, гидрокарбонатно-сульфатных, сульфатных, сульфатно-хлоридных и хлоридных вод с параллельным увеличением их минерализации. Однако, ниже зоны свободного водообмена эти геохимические типы вод даже в смежных структурах встречаются на разных глубинах, о чем свидетельствуют схемы гидрогеохимической зональности для различных геологических районов "открытого" Донбасса [697]. Так, в Донецко-Макеевском, Центральном, Лисичанском, Алмазно-Марьевском и других районах, вертикальная гидрогеохимическая зональность в близлежащих гидрогеологических структурах варьирует в пределах сотен метров. Это явление объясняется разнонаправленными тектоническими движениями блоков земной коры по системам разрывных нарушений.

В каждой блоковой структуре как поля пластовых давлений, так и вертикальная гидрогеохимическая зональность формируются независимо, поскольку при небольших уклонах водоносных пород водообмена между ними на глубинах свыше 1,0 - 1,5 км почти не происходит [207]. При этом на тип гидрогеохимической зональности решающее влияние оказывает кинематика тектонических блоков (рис. 2.4).



Условные обозначения:

Водоносные горизонты и комплексы	
K_2	верхнего мела
J	юры
P_2-T	перми и верхней перми
P_{kr}	картамышской свиты нижней перми
C_3-C_5	верхнего карбона

Химические типы вод	
$-HCO_3 (Ca, Mg)$	
$-HCO_3-SO_4 (Ca, Mg, Na)$	
$-SO_4 (Ca, Mg, Na)$	
$-SO_4-CO_2 (Ca, Mg, Na)$	
$-HCO_3-Na; HCO_3-CO_2-Na$	
$-CO_2-Na$	

Гидродинамические факторы

- гидростатический

- геостатический

- эндогенный

$M_{H_2O}^{CO_2} \frac{CO_2}{Na_2SO_4}$ - минерализация и химический состав воды на забое скважины

Рис. 2.3. Схема формирования вертикальной гидрохимической зональности в мезозойских структурах северо-западной части Донецкого прогиба

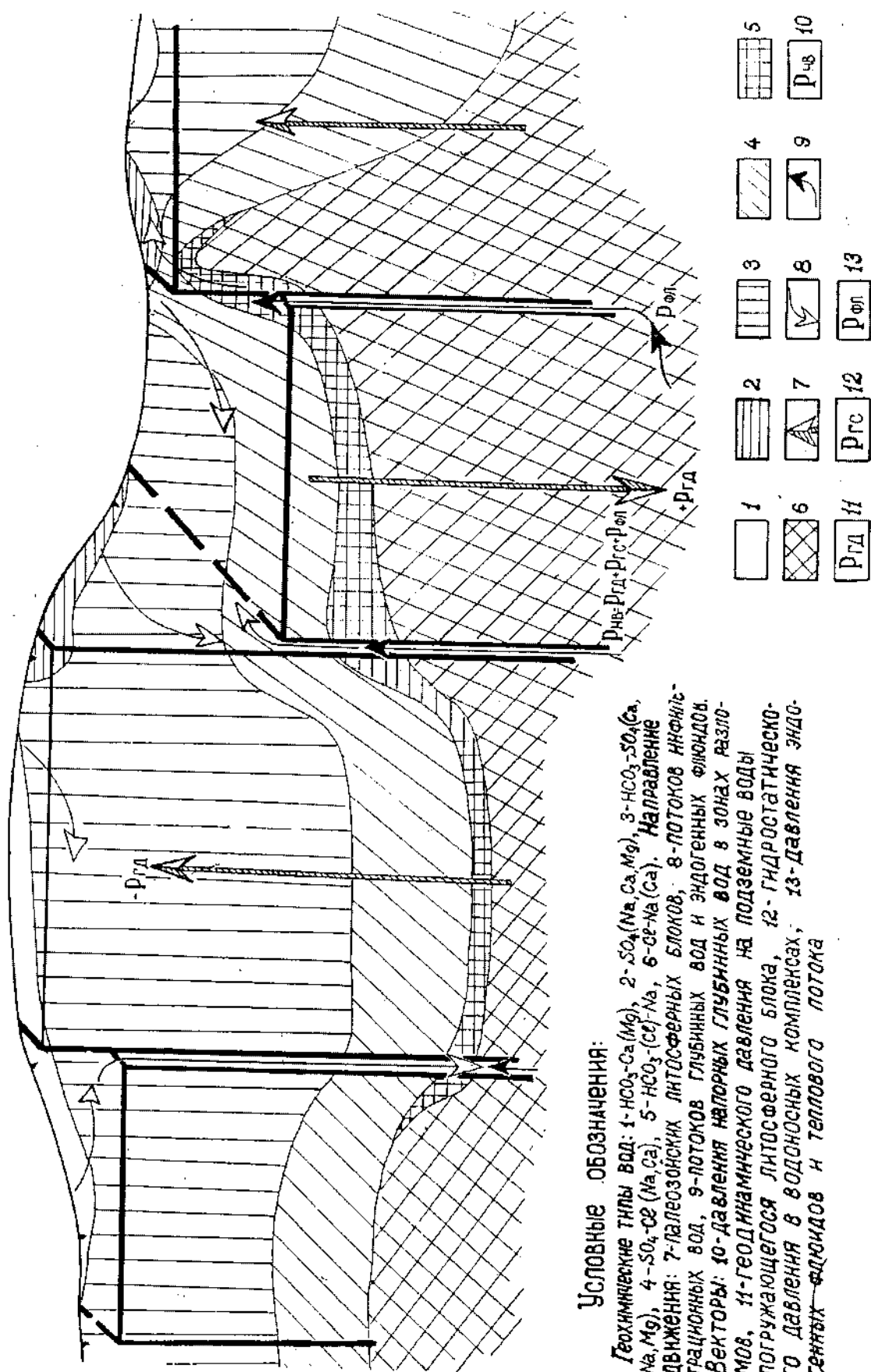


Рис. 2.4. Схема формирования вертикальной гидрохимической зональности в палеозойских блоковых структурах Донецкого прогиба

Подъем блока вызывает раскрытие трещин и в трещинные коллекторы устремляются потоки инфильтрационных вод. По мере его воздымания на протяжении довольно длительного геологического времени, водоносные горизонты в направлении сверху вниз интенсивно промываются, что обуславливает образование в верхней части гидрогеологического разреза мощной (до 500 - 700 м) зоны пресных гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-сульфатных вод. В отдельных, хорошо промытых блоках даже хлоридно-натриевые воды, обычно встречающиеся на глубинах свыше 1000 - 1500 м имеют невысокую, до 5-7 г/л, минерализацию (Центральный район).

Опускание блока вызывает увеличение пластовых давлений, которые возрастают пропорционально глубине погружения водоносных горизонтов. При этом фронтальные потоки плотных глубинных вод отжимаются в верхнюю часть структуры, вытесняя легкие, маломинерализованные инфильтрационные воды в приповерхностную часть разреза и смешиваясь с ними. Это вызывает изменение существующей гидрогеохимической зональности в сторону уменьшения мощности зоны гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-сульфатных маломинерализованных вод. Помимо фронтальных, локальные конвективные потоки вод глубокого формирования, содержащие эндогенные флюиды, устремляются к поверхности по гидродинамически ослабленным зонам тектонических разломов. В местах их выхода формируются гидрогеохимические, газогеохимические и гидрогеотермические аномалии. В некоторых случаях межблоковая разгрузка глубинных вод настолько велика, что приводит к образованию на поверхности соляных озер (оз. Солёный Лиман в долине р. Самары).

Таким образом, гидрогеохимическая зональность во многом зависит от характера тектонических движений в регионе.

2.2. Особенности геохимии и закономерности распределения некоторых микроэлементов в подземных водах

Для подземных вод Днепровско-Донецкого авлакогена наиболее характерными микроэлементами являются бром, фтор, бор, ртуть, мышьяк, цинк, свинец, медь, барий, уран, которые не только отражают геохимическую специфику разгружающихся по разломам вод глубокого формирования, но и играют важную роль в рудной минерализации региона. Реже обнаруживаются йод, стронций, марганец, кобальт, никель, титан, хром, олово, молибден, серебро, сурьма, литий, рубидий, цезий.

Иногда встречаются и другие микроэлементы. Почти все они присутствуют в ореольных водах известных рудных месторождений и рудопроявлений и часто входят в ассоциации элементов-индикаторов различных видов скрытого оруденения [179, 292].

Средние (фоновые) содержания большинства микроэлементов подземных вод зоны гипергенеза региона (до глубин 150 - 200 м) в общем согласуются с их планетарными "кларками". Однако некоторые элементы присутствуют в водах регионального фона в концентрациях, превышающих кларковые. К ним, в частности, относятся бром, бор, марганец, барий, ртуть (таблица 2.6).

Таблица 2.6

Сравнительная характеристика средних концентраций микроэлементов в подземных водах зоны гипергенеза планетарного и регионального фона (Донбасс и восточная часть ДДВ)

Химические элементы	Воды Донбасса и восточной части ДДВ (по В.Г.Суярко, 1985г.)			Воды планетарного фона (по С.Л.Шварцеву, 1978)	
	Концентрации, мг/л			средние концентрации, мг/л	n*
	средние (фоновые)	максимальные	n*		
1	2	3	4	5	6
Br	1.0-1.5	161.3	1585	0.83	1386
F	0.3-0.6	9.0	1637	0.45	11443
B	0.3-0.5	25.0	1567	0.042	4629
Mn	0.06-0.11	7.5	349	0.049	17158
Zn	0.02-0.04	25.0	1537	0.034	24105
Ba	0.1	220.0	498	0.019	18849
J	0.02	12.5	125	0.016	1418
Li	0.026	21.0	366	0.014	2636
Ti	0.012-0.045	8.0	485	0.011	20423
Cu	0.001-0.002	0.39	1408	0.006	24548
Ni	0.005	0.026	486	0.003	23289
Rb	0.0078	0.08	415	0.002	1162
Pb	0.001	0.25	242	0.002	22576
As	0.001-0.002	0.2	1587	0.002	17658

1	2	3	4	5	6
Mo	0.0008-0.001	0.53	254	0.002	21780
Sb	0.01	0.01	158	0.001	10057
Hg	0.001**	0.05	2278	0.0009	13731
Co	0.004	0.16	162	0.0007	22996
Ag	0.00002	0.54	203	0.0003	23741

Примечание: *количество анализов; **определение производилось дитизоновым методом

С изменением химического состава подземных вод наблюдается изменение концентраций микроэлементов. Минимальные фоновые концентрации большинства химических элементов характерны для пресных, нейтральных, гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-сульфатных вод кальциевого, магниевоего и смешанного катионного состава. В слабокислых и, как правило, более минерализованных сульфатных водах содержания их заметно увеличиваются. Еще больше возрастают они в сульфатно-хлоридных водах, минерализация которых нередко превышает 5-10 г/л. Наиболее высокие фоновые концентрации микроэлементов установлены в гидрокарбонатно-(хлоридно)-натриевых и высокоминерализованных хлоридно-натриевых водах, отличающихся повышенной щелочностью (табл. 2.7). Такое распределение содержаний микроэлементов в различных геохимических типах вод объясняется экспериментально установленным увеличением их подвижности с возрастанием щелочности, кислотности и величины минерализации раствора. Это, прежде всего, относится к бром, бору, фтору (рис. 2.5), а также цинку, мышьяку, ртути и меди (рис. 2.6).

2.2.1. Бром

Бром является аниогенным элементом подгруппы галогенов. По мнению ряда исследователей [42, 149, 232, 246] он встречается в подземных водах как в виде анионов Br^- , так и в виде различных комплексных соединений с металлами. Кроме того, установлена способность брома образовывать с йодом и хлором комплексы типа полигалогенидов, отличающиеся высокой химической активностью [86]. Миграция его происходит также и в парообразном состоянии [319]. В подземных водах Донецкого прогиба и юго-восточной части ДДВ бром – наиболее встречающийся микроэлемент (рис. 2.7). Присутствие его установлено

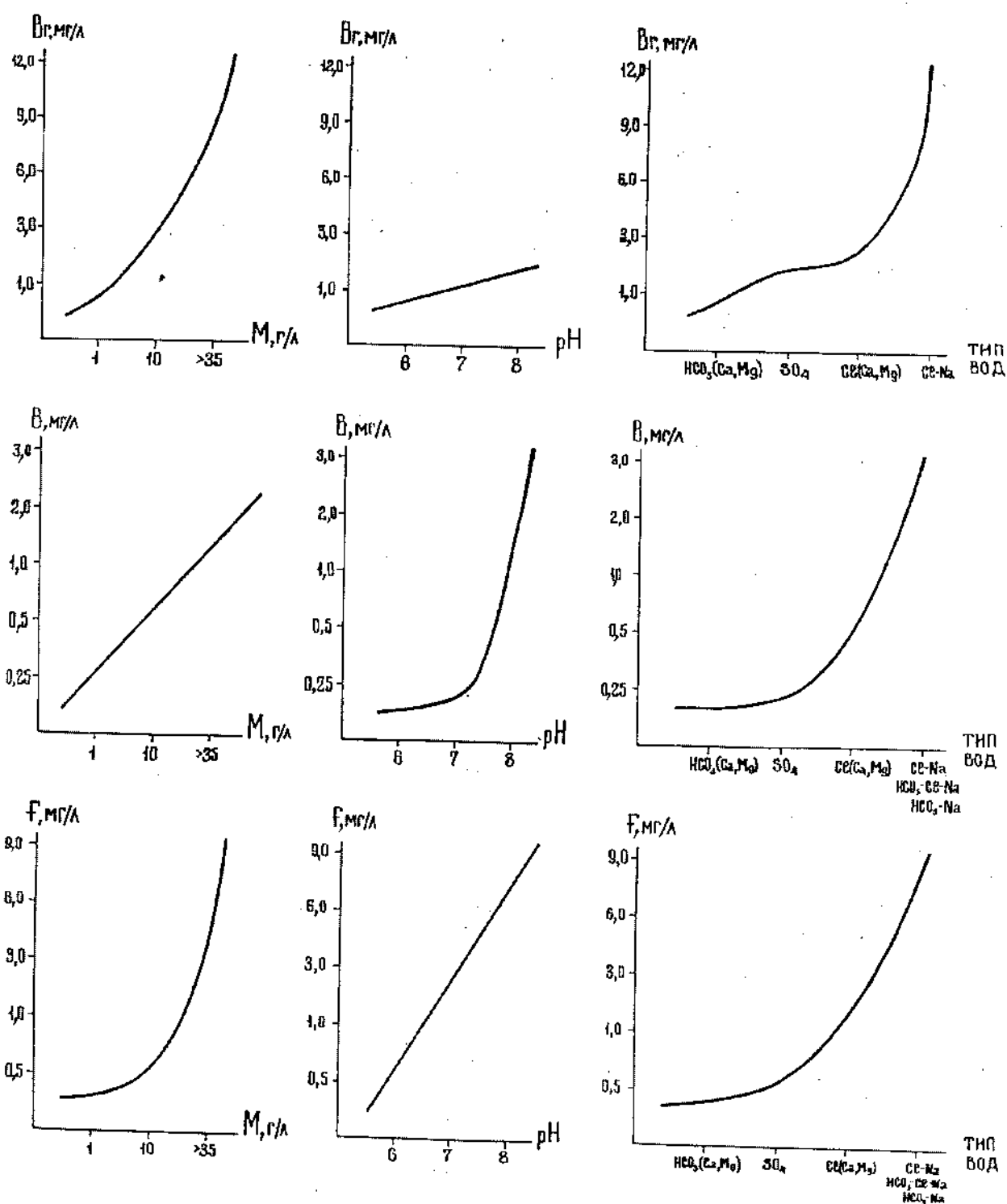


Рис. 2.5. Поведение брома, бора и фтора в различных физико-химических условиях водной среды

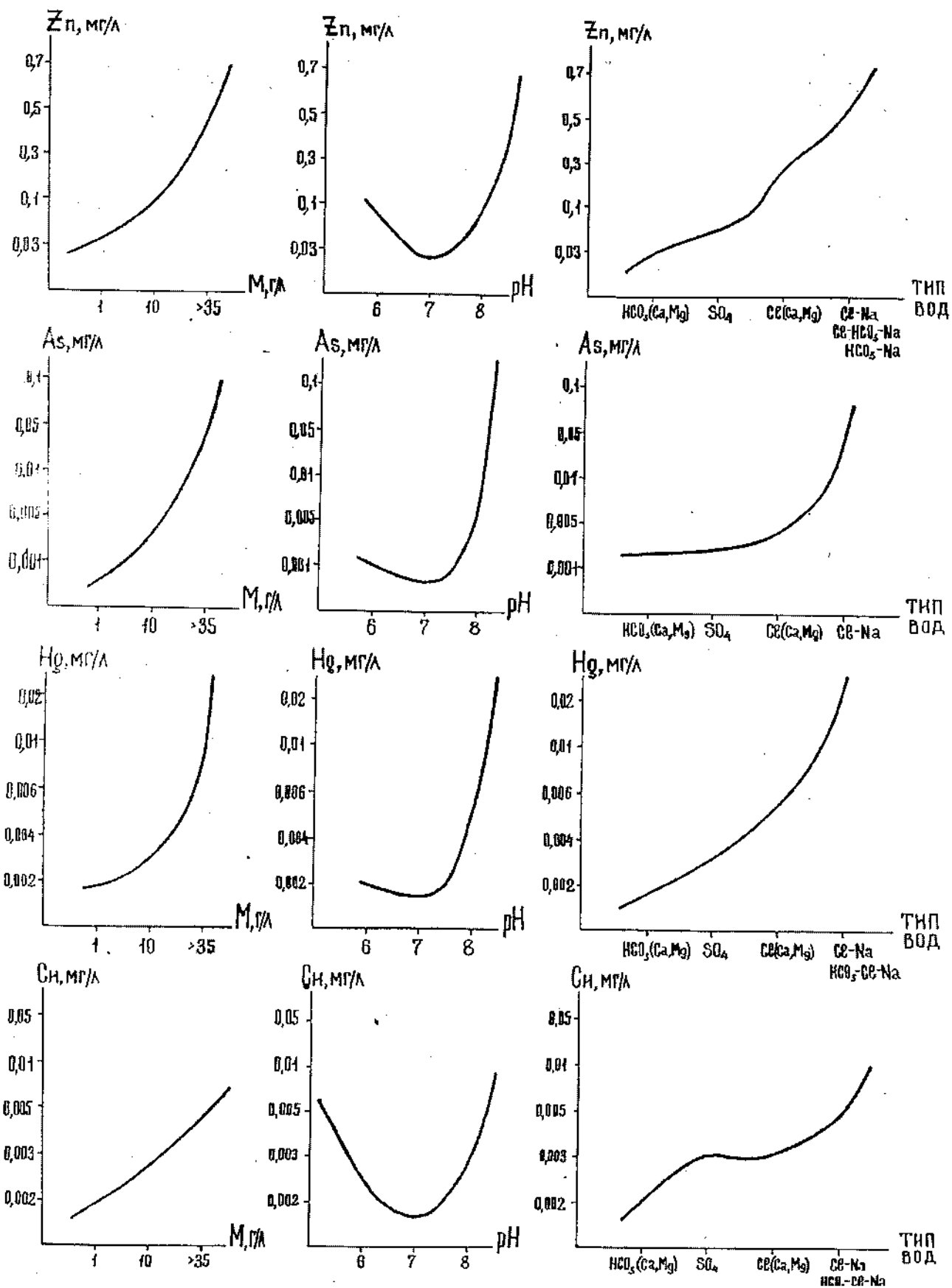


Рис. 2.6. Поведение цинка, мышьяка, ртути и меди в различных физико-химических условиях водной среды

в 95,3 % отобранных проб. Значения фоновых концентраций брома в различных водоносных горизонтах и комплексах довольно близки. Максимальное содержание брома в ДДВ - 339,0 г/л установлено в нефтяных водах Западно-Крестищенской структуры, а в Донбассе - 161,3 мг/л - в нижнепермских рассолах выщелачивания на западном борту Краматорско-Часовъярской синклинали. Элемент образует контрастные водные ореолы рассеяния вдоль Главной (5,9 - 16,1 мг/л), Дружковско-Константиновской (2,8 - 4,5), Артемовской (22,0 - 35,4 мг/л), Славянской (11,0 - 13,7 мг/л), Дроновской (7,8 - 22,4 мг/л) антиклиналей, а также Бантышевской (5,2 - 5,8 мг/л), Корульской (5,3 мг/л), Краснооскольской (до 14,4 мг/л) и других купольных структур, осложненных тектоническими нарушениями (рис. 2.7). Крупные и контрастные гидрогеохимические ореолы брома сформировались в зоне Северо-Донецкого (до 27,4 - 50 мг/л), Южно-Донецкого (до 14,3 мг/л), Криво-рожско-Павловского (6,1 - 9,2 мг/л), Михайловско-Юрьевского (3,5 - 9,4 мг/л) разломов, Добропольского (17,8 мг/л) и Центрального (до 82,3 мг/л) надвигов.

Бром часто присутствует в водах нефтегазовых и гидротермальных месторождений. Он может быть использован в качестве индикатора не только при поисках скрытого оруденения и скоплений углеводородов, но и при картировании разрывных нарушений. В отдельных случаях интерес представляют промышленные и лечебные бромные воды.

2.2.2. Фтор

В подземные воды фтор поступает как по зонам глубинных разломов вместе с другими эндогенными флюидами [7, 101, 149], так и из вмещающих пород [149]. Являясь сильным лигандом, он образует устойчивые комплексы с различными элементами: AlF_2^+ , AlF_3^0 , FeF_2^+ , FeF_3^0 , SiF_2^{2+} , SiF_6^{2-} , MnF^{2+} , MnF_2^+ и другие [72, 136, 148, 320]. В минерализованных водах хлоридного состава особое значение приобретают его соединения с бором (BF_4^0 , $\text{BF}_3(\text{OH})^0$, $\text{BF}_2(\text{OH})^-$), с которым фтор связан генетически [148]. В условиях глубокого гипогенеза в термальных водах обычно присутствуют фторводородные комплексные соединения типа HF^0 [55, 190].

В подземных водах территории исследований фтор встречается в 63 % проб (рис. 2.8). Фоновые содержания элемента в различных водоносных горизонтах и комплексах составляют 0,31 - 0,85 мг/л (таблица 2.9).

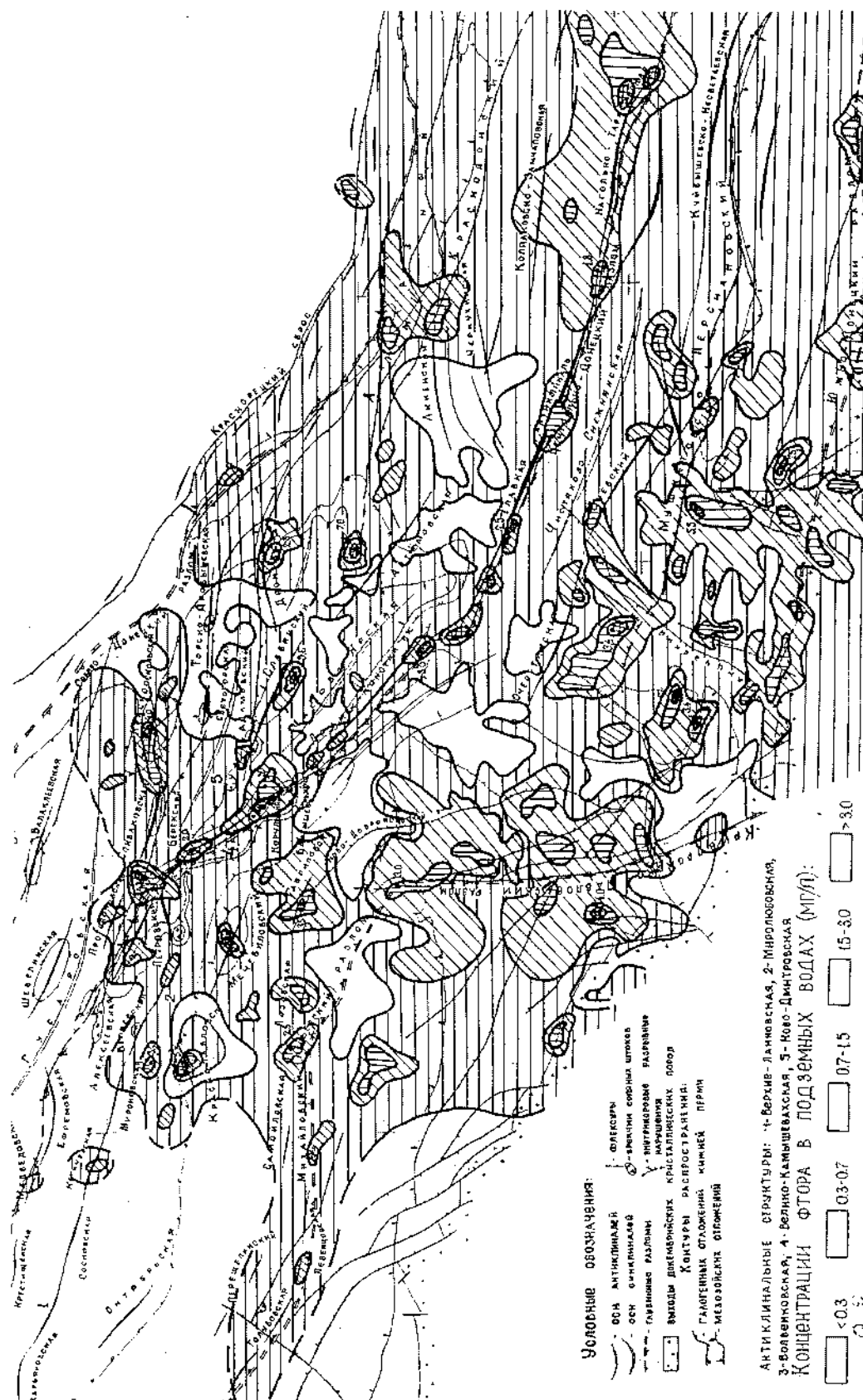


Рис. 2.8. Концентрации фтора в подземных водах восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена

Таблица 2.9

Параметры распределения фтора в подземных водах восточной части
Днепроовско-Донецкого авлакогена

№ п/п	Индекс во- доносного горизонта (комплекса)	К-во анали- зов	Закон распре- деления	Фон			S lg	V, %	Верхние пределы фоновых значе- ний			
				x'	x lg	x'			Сф·Е	Сф·Е ^{1,5}	Сф·Е ²	Сф·Е ³
1	aQ	92	LN	0,67	-0,298	0,50	0,367	123,4	1,17	1,79	2,74	6,38
2	vdQ	42	LN	1,08	-0,119	0,75	0,507	423,9	2,44	4,37	7,83	13,80
3	N - p	83	LN	0,73	-0,251	0,56	0,371	147,7	1,32	2,02	3,09	7,28
4	K ₂	86	LN	0,49	-0,453	0,35	0,378	83,4	0,84	1,30	2,01	4,79
5	K ₁ -J ₃	37	LN	0,50	-0,491	0,32	0,442	90,1	0,89	1,46	2,48	6,85
6	J ₁₋₂	35	LN	0,58	-0,341	0,45	0,336	98,6	0,99	1,46	2,19	4,65
7	T-P ₂	80	LN	0,58	-0,393	0,40	0,419	105,5	1,06	1,48	2,47	7,30
8	qP ₁	48	LN	0,80	-0,225	0,60	0,379	168,6	1,43	2,21	3,42	8,18
9	P ₁ kr	31	LN	0,46	-0,443	0,36	0,309	69,7	0,73	1,05	1,50	3,04
10	C ₂₋₃	103	LN	0,46	-0,503	0,31	0,396	78,8	0,78	1,24	1,95	4,85

Обладея высокой подвижностью, фтор образует в водах Днепровско-Донецкого авлакогена обширные водные ореолы рассеяния (рис. 2.8). Содержание элемента в них составляет 0,5 - 1,0 мг/л, но иногда достигает 4,0 - 7,0 мг/л. Наиболее контрастные аномалии фтора установлены в ореольных водах ртутного рудного поля Дружковско-Константиновской антиклинали (9,0 мг/л) и Покрово-Киреевского месторождения флюорита (7,5 мг/л). Высокие содержания элемента обнаружены в водах Славянского (2,4 - 5,6 мг/л), Петровского и Берекского (2,2 - 4,3 мг/л), Краснооскольского (2,7 - 4,0 мг/л) куполов.

Крупные гидрогеохимические ореолы фтора прослеживаются в пределах Мечебиловской (1,6 - 3,2 мг/л), Корульской (1,4 - 2,0 мг/л), Гавриловской (1,7 - 3,5 мг/л) купольных структур, а также в районе Дроновской (2,0 - 2,5 мг/л) и на северо-западном замыкании Главной (1,8 - 2,5 мг/л) антиклиналей. Высокие концентрации элемента фиксируются в ореолах, протягивающихся вдоль Криворожско-Павловского (2,0 - 3,0 мг/л), Михайловско-Юрьевского (до 2,5 мг/л), Мушке-товско-Персиановского (1,8 - 3,7) глубинных разломов и севернее Красно-Павловской структуры (3,9 - 5,5 мг/л), а также в пределах флек-сурных складок Донецко-Макеевского района (2,0 - 3,4 мг/л).

Фтор часто присутствует в подземных водах зон оруденения. Обычен он и в ореольных водах гидротермальных месторождений Донбасса (табл. 2.10).

Таблица 2.10.

Содержание фтора в подземных водах некоторых
рудных месторождений

Тип месторождения	Минерализа- ция, г /л	pH	Содержания, мг/л		Источник сведений
			фоновые	аномаль- ные	
Медноколчедан- ный (Ю.Урал)	1,5-3,0	7,0-8,0	до 0,2	1,0	Г.А. Голева, 1972
Полиметалличес- кий (Рудный Алтай)	4,0-7,0	7,3-8,1	до 1,0	1,6-6,4	Г.А. Голева, 1972
Ртутный (Донбасс)	4,0-16,0	7,8-9,2	0,25-0,8	2,0-9,0	В.Г. Суяр- ко, 1981
Флюоритовый (Донбасс)	4,0-10,0	7,6-8,0	0,4-0,6	4,0-7,5	В.Г. Суярко, 1985; 1990

Поэтому элемент является прямым гидрогеохимическим индикатором флюоритового, ртутного и косвенным – полиметаллического и других видов гидротермального оруденения.

2.2.3. Йод

Поступление йода в подземные воды большинство исследователей связывает с извлечением его из вмещающих пород, обогащенных органическим веществом [149]. Однако существует и противоположное мнение, согласно которому свободный йод поступает из очагов глубинной генерации [141, 194, 319].

Миграция элемента происходит в форме йодида (I^-), йодата (IO_3^-) и различных йодорганических комплексов [86, 149]. Наиболее благоприятны для этого щелочная среда и отрицательные значения Eh.

В подземных водах региона йод, ввиду недостаточной чувствительности анализа, определяется редко. Встречаемость его не превышает 20%. Среднее содержание элемента в различных водоносных горизонтах и комплексах от $<0,001$ мг/л в пресных гидрокарбонатных водах до 0,002 мг/л в хлоридно-натриевых водах и рассолах.

Гидрогеохимические аномалии йода четко фиксируют зоны долгоживущих разломов (рис. 2.9). Наиболее контрастные из них установлены в подземных водах нижнепермских галогенных отложений восточного крыла Артемовской антиклинали (2,5-12,6 мг/л) и Славянского купола (1,7-8,6 мг/л), в водоносных горизонтах карбона Главной (1,6-8,0 мг/л) и Дружковско-Константиновской (1,4-2,3 мг/л) антиклиналей, а также Краснооскольской (1,0-34,0 мг/л), Святогорской (до 3,0 мг/л), Спиваковской (до 5 мг/л) купольных структур. Высокие содержания элемента обнаружены в подземных водах зон Северо-Донецкого (1,6-1,7 мг/л), Алмазного (до 2,5 мг/л), Криворожско-Павловского (до 5,2 мг/л) и Южно-Донецкого (1,0-1,3 мг/л) глубинных разломов.

Аномалии йода используются не только как поисковый признак скоплений нефти и газа, но и являются достаточно надежным индикатором скрытых разрывных тектонических нарушений [222].

2.2.4. Бор

Источником бора в подземных водах являются различные эндогенные и гипергенные минералы, а также глубинные флюиды, поступающие по тектонически активным зонам земной коры. В последнем

случае элемент может иметь как ювенильное, так и метаморфогенное происхождение [7, 55, 148, 320].

Бор присутствует в ореольных водах различных гидротермальных месторождений – редкометальных, ртутных, медноколчеданных, флюоритовых (табл. 2.11).

Таблица 2.11.

Содержание бора в подземных водах некоторых типов
рудных месторождений

Типы оруденения	Минерализация вод, г/л	pH	Содержание, г/л	Источник сведений
Ртутное (Ср. Азия)	6,8 - 130,1	6,5 - 7,3	4,0 - 44,2	Г.А. Голева, 1968
Ртутно-мышьяковистое (Закарпатье)	2,1 - 2,4	7,7 - 7,9	0,03 - 0,25	Г.А. Голева, 1968
Ртутное (Донбасс)	4,0 - 16,0	7,8 - 9,2	2,6 - 4,8	В.Г. Суярко, 1981
Ртутно-полиметаллическое (Донбасс)	0,4 - 5,0	6,8 - 7,5	1,6 - 9,0	В.Г. Суярко, 1985
Флюоритовое (Донбасс)	3,5 - 10,0	7,6 - 8,0	1,5 - 4,9	Данные автора

Элемент обладает высокой подвижностью в подземных водах и образует обширные ореолы рассеяния. В слабокислых нейтральных и слабощелочных водах (pH 6-8) преобладающей формой нахождения бора (94-99%) являются молекулы ортоборной кислоты (H_3BO_3). При $pH > 10$ повышается роль анионного комплекса $H_2BO_3^-$. Другие комплексы (BCO_3^{2-} , BO_3^{2-}) имеют подчиненное значение.

При наличии в подземных водах фтора часто образуются борфторные комплексы BF_4^- , $BF(OH)^-$, $BF_2(OH)$, причем образование комплексного аниона BF_4^- характерно для кислых вод [148]. Образование катионных комплексов бору не свойственно [86]. По данным исследований газовой-жидких включений в минералах гидротермального генезиса, бор в них содержится в форме анионного комплекса BO_3^{3-} [241]. Он также часто образует комплексы с органическими аддендами.

В подземных водах региона бор присутствует в 62 % отобранных проб (рис. 2.10). Фоновые содержания элемента для большинства водоносных горизонтов и комплексов составляют 0,2-0,5 мг/л (табл. 2.12).

Максимальные содержания бора (до 25,0 мг/л) установлены в хлоридно-натриевых рассолах галогенной толщи нижней перми Бахмут-

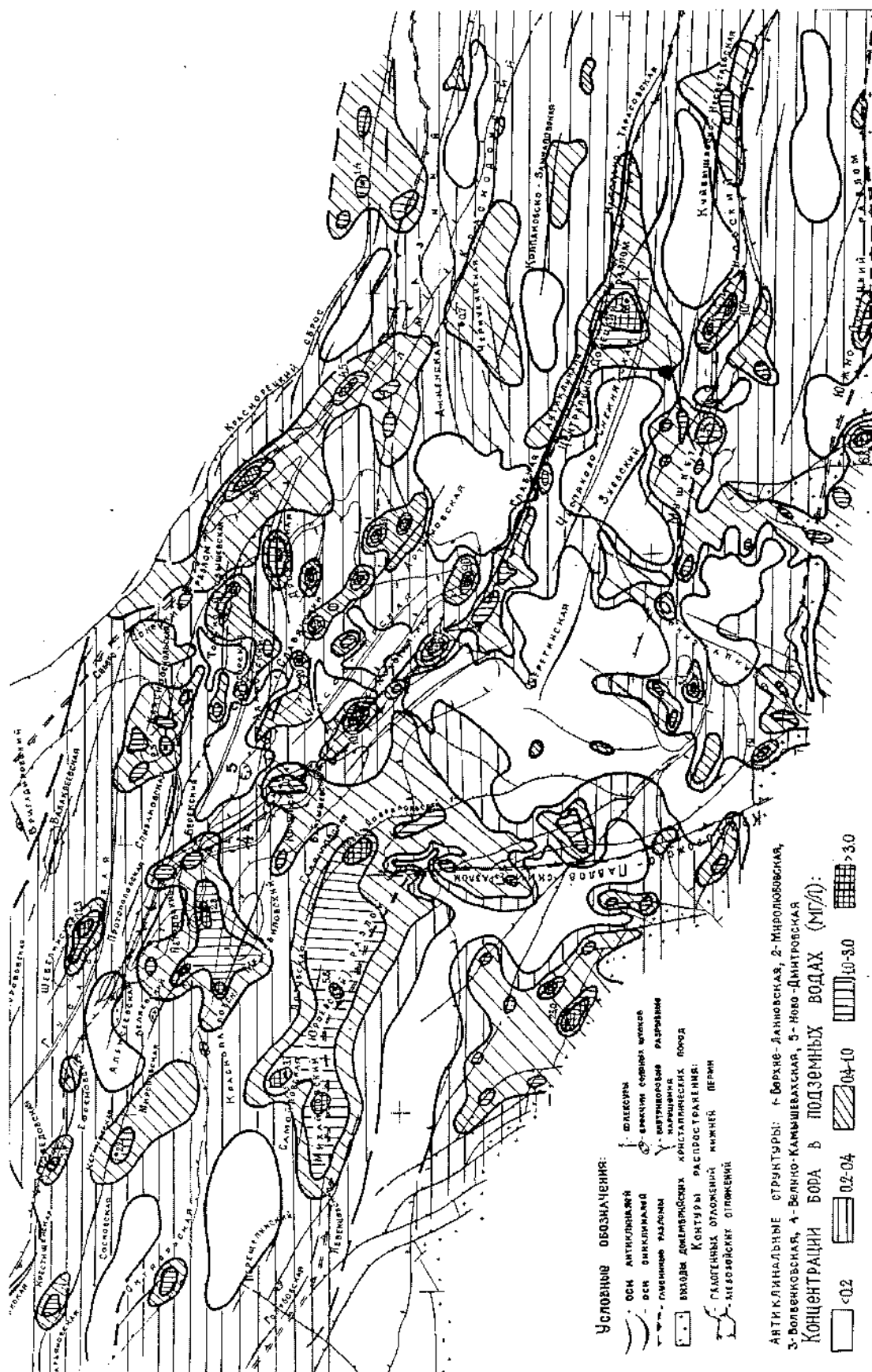


Рис. 2.10. Концентрации бора в подземных водах восточной части Днепропетровского авлакогена

Таблица 2.12

Параметры распределения бора в подземных водах восточной части Днепроовско-Донецкого авлакогена

№ п/п	Индекс водоносного горизонта (комплекса)	Коли- чество анализов	Закон распреде- ления	Фон			Slg	V, %	Верхние пределы фоновых зна- чений			
				x ⁻	xlg	x ⁻			Cф · E	Cф · E ^{1,5}	Cф · E ²	Cф · E ³
1	aQ	69	LN	0,5	-0,468	0,3	0,392	83,7	0,8	1,3	2,1	5,1
2	vdQ	61	LN	0,5	-0,443	0,4	0,346	77,9	0,8	1,2	1,8	3,9
3	N- P	69	LN	0,4	-0,587	0,3	0,367	62,6	0,6	0,9	1,4	3,3
4	K ₂	70	LN	0,3	-0,614	0,2	0,352	57,3	0,5	0,8	1,1	2,1
5	K ₁ -J ₃	38	LN	0,3	-0,655	0,2	0,395	60,4	0,5	0,9	1,4	3,3
6	J ₁₋₂	40	LN	0,4	-0,644	0,3	0,410	63,6	0,6	0,9	1,5	3,9
7	T ₁ -P ₂	69	LN	0,4	-0,575	0,3	0,348	60,5	0,6	0,9	1,3	2,9
8	qP ₁	46	LN	0,6	-0,364	0,5	0,347	95,2	1,0	1,8	2,4	5,3
9	P ₁ kr	37	LN	0,4	-0,506	0,3	0,350	69,1	0,7	1,0	1,6	3,5
10	C ₂₋₃	68	LN	0,4	-0,585	0,3	0,375	64,2	0,6	0,9	1,5	3,5

ской котловины на западном продолжении Алмазного надвига. В таких же водах Славянской структуры концентрации элемента составляют 1,6-9,0 мг/л. Гидрогеохимические аномалии бора сформировались в ореольных водах ртутных месторождений Главной (1,2-9,0 мг/л) и Дружковско-Константиновской (3,1-10,0 мг/л) антиклиналей, Покрово-Киреевского месторождения флюорита (1,5-4,9 мг/л), Славянского (2,4-5,6 мг/л) и Нагольно-Тарасовского (до 4,0 мг/л) рудных полей. Крупные ореолы элемента выявлены в подземных водах зон Северо-Донецкого (3,6-4,5 мг/л), Южно-Донецкого (6,8-23,0 мг/л), Мушкетовско-Персиановского (до 6,4 мг/л), Михайловско-Юрьевского (1,2-3,1 мг/л) разломов. Контрастные аномалии бора в различных водоносных горизонтах и комплексах установлены в пределах Краснооскольской (1,5-2,5 мг/л), Дроновской (1,2-16,0 мг/л), Петровской (2,0-2,8 мг/л), Шебелинской (до 12,3 мг/л), Кегичевской (1,5-2,2 мг/л), Самойловской (2,8-3,7 мг/л), южного крыла Лозовской (до 5,8 мг/л) и ряда других купольных структур.

Бор является гидрогеохимическим индикатором ртутного оруденения и залежей углеводородов. Пространственное положение аномалий бора указывает на то, что распространение его в подземных водах региона контролируется зонами глубинных разломов. Это не только свидетельствует о гипогенном происхождении определенного количества элемента, но и позволяет рассматривать его в качестве показателя геологических процессов, протекающих на больших глубинах.

2.2.5. Цинк

Цинк – один из наиболее распространенных элементов в подземных водах. Поэтому его гидрогеохимические особенности изучены довольно подробно и описаны в многочисленных работах [11, 72, 74, 75, 136 и др.]. Ореолы рассеяния цинка в подземных водах прослежены на большей части региона (рис. 2.11).

В слабокислых (pH 6,0-6,9) гидрокарбонатно-сульфатных водах цинк находится преимущественно в виде катионов $ZnHCO_3^+$ и нейтральных сульфатных комплексов $ZnSO_4^0$. Незначительное количество элемента присутствует в виде Zn^{2+} . В щелочных гидрокарбонатно-натриевых водах (pH 8,0-9,2) миграция элемента осуществляется в виде комплексов: $ZnCO_3^0$, $Zn(HO)^+$, $ZnHCO_3^+$.

В высокоминерализованных водах и рассолах хлоридно-натриевого состава, обладающих большой ионной силой, миграция

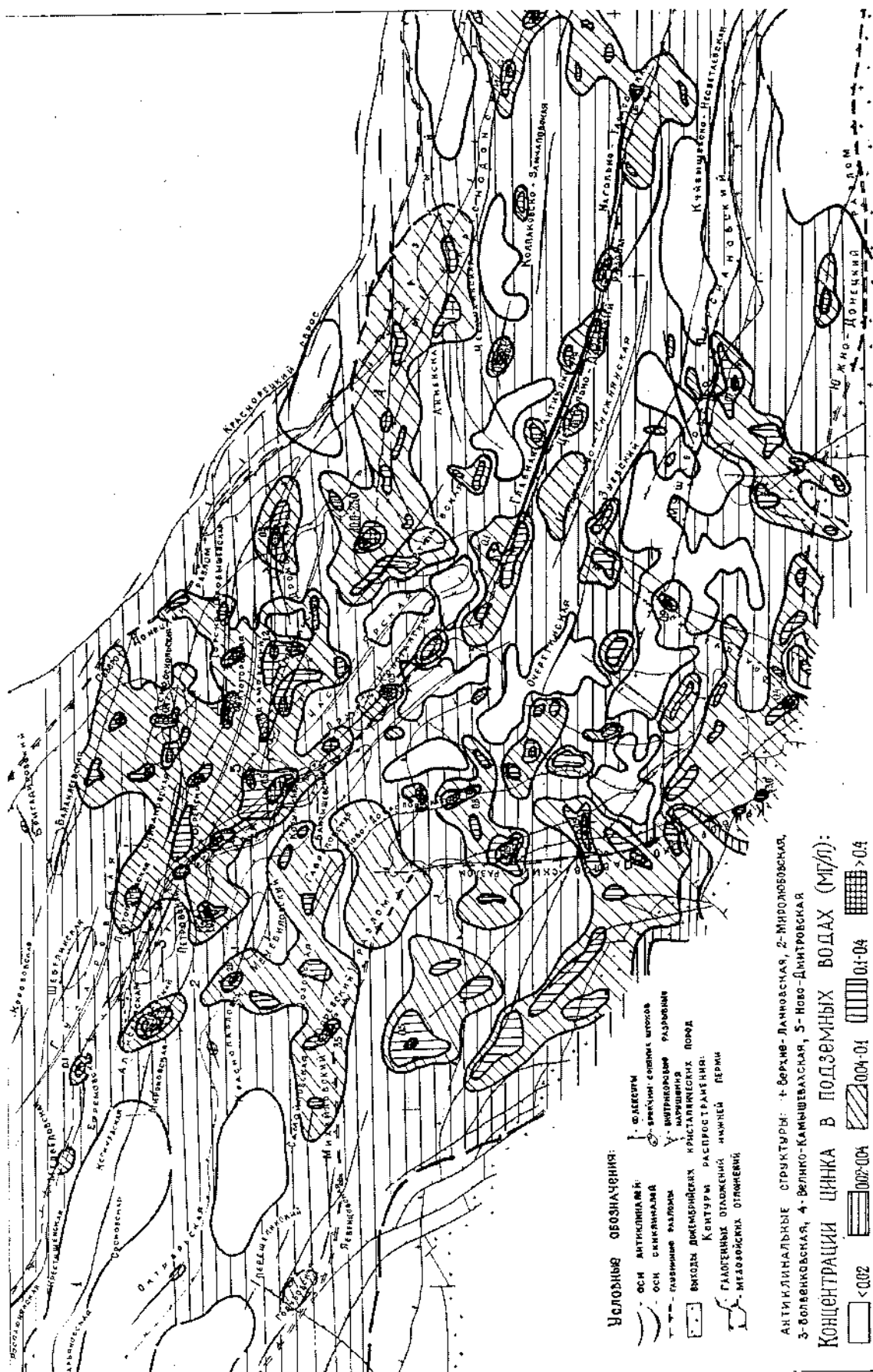


Рис. 2.11. Концентрации цинка в подземных водах восточной части Днепропетровского авлакогена

цинка определяется наличием следующих комплексов: $ZnCl^+$, $ZnCl_2^0$, $ZnCl_3^-$, $ZnCl_4^{2-}$, а также $ZnBr^+$ и ZnF^+ [75]. В нейтральных водах (pH 6,9-7,6) гидрокарбонатного состава, элемент мигрирует в виде Zn^{2+} , $ZnCO_3^0$ и $ZnHCO_3^+$ [136]. Содержание цинка в ореольных водах рудных месторождений колеблется в широких пределах (табл. 2.13).

Таблица 2.13

Содержание цинка в подземных водах некоторых
гидротермальных месторождений

Тип месторождения	Минерализа- ция вод, г/л	pH	Содержания, мг/л		Источник сведений
			фоновые	аномаль- ные	
Полиметалли- ческий (Алтай)	0,2-5,0	7,1-8,0	0,005- 0,035	0,035-0,7	Г.А. Голева, 1968
Ртутный (Закарпатье)	0,5-7,5	7,1-7,6	0,015-0,02	0,03-0,25	Г.А. Голева, 1977
Ртутный (Донбас)	4,0-16,0	7,8-9,2	0,02	0,08-0,25	В.Г. Суярко, 1985
Ртутно- полиметалли- ческий (Донбасс)	0,4-5,0	6,6-7,5	0,02-0,04	0,1-1,2	В.Г. Суярко, 1985
Золоторудный (Донбасс)	0,5-3,5	6,7-8,2	0,02-0,04	0,4-0,5	Данные автора

В подземных водах территории исследований цинк встречается в 59 % проб. Фоновые содержания цинка для большинства водоносных горизонтов и комплексов составляют 0,02-0,03 мг/л (табл. 2.14).

Максимальные содержания элемента (10-25 мг/л) обнаружены в подземных водах нижнепермских соленосных отложений, на северо-восточном крыле Артемовской антиклинали. Контрастные ореолы цинка выявлены в зонах Михайловско-Юрьевского (1,403,5 мг/л) и Южно-Донецкого (до 3,0 мг/л) разломов, Мочебиловской (0,5-2,0 мг/л), Красноскольской (0,3-0,8 мг/л), Дроновской (0,12-0,5 мг/л) и других купольных структур (рис. 2.11).

В ореольных водах Славянского ртутно-полиметаллического и Беляевского полиметаллического месторождений содержания цинка относительно невысокие и составляют соответственно 0,1-1,2 мг/л и 0,4-1,6 мг/л. В водах ртутных месторождений Главной антиклинали содержание цинка не превышает 0,25 мг/л, а в пределах ртутного месторождения Дружковско-Константиновской антиклинали оно еще меньше –

Таблица 2.14

Параметры распределения цинка в подземных водах восточной части Днепроовско-Донецкого авлакогена

№ п/п	Индекс водоносного горизонта (комплекса)	Коли- чество анали- зов	Закон распреде- ления	Фон			Slg	V, %	Верхние пределы фоновых зна- чений			
				\bar{x}	xlg	\bar{x}			$C\phi \cdot E$	$C\phi \cdot E^{1,5}$	$C\phi \cdot E^2$	$C\phi \cdot E^3$
1.	aQ	40	LN	0,037	-1,578	0,020	0,376	83,3	0,063	0,10	0,150	0,360
2.	vd Q	47	LN	0,03	-1,471	0,034	0,577	59,6	0,254	0,697	0,913	4,440
3.	N-P	34	LN	0,03	-1,719	0,019	0,527	90,6	0,064	0,118	0,216	0,729
4.	K ₂	56	LN	0,05	-1,464	0,034	0,345	80,0	0,076	0,113	0,168	0,372
5.	K ₁ -J ₃	39	LN	0,04	-1,368	0,031	0,428	60,2	0,115	0,187	0,307	0,820
6.	J ₁₋₂	61	LN	0,06	-1,449	0,025	0,496	162,2	0,111	0,197	0,349	1,097
7.	T-P ₂	57	LN	0,06	-1,532	0,019	0,553	167,1	0,105	0,198	0,374	1,330
8.	qP ₁	30	LN	0,08	-1,486	0,046	0,615	67,0	0,214	0,437	1,405	3,405
9.	P _{1kr}	35	LN	0,07	-1,435	0,037	0,532	116,3	0,125	0,231	0,426	1,451
10.	C ₂₋₃	82	LN	0,06	-1,487	0,033	0,695	96,3	0,160	0,449	0,749	1,959

до 0,03-0,08 мг/л (несмотря на присутствие в рудоносных породах сфалерита). Это, по-видимому, объясняется наличием свободного сероводорода, который является осадителем цинка из подземных вод в виде труднорастворимых сульфидов.

Образование контрастных ореолов цинка в подземных водах различных типов рудных месторождений и зон региональных глубинных разломов, с которыми связана гидротермальная минерализация в породах, высокая подвижность элемента в различных физико-химических условиях водной среды, позволяют рассматривать цинк в качестве надежного индикатора сульфидного, и, в первую очередь, полиметаллического оруденения.

2.2.6. Мышьяк

Мышьяк довольно подвижен в подземных водах. Он мигрирует как в форме коллоидов, так и в виде растворимых комплексных соединений. Последние играют наиболее важную роль в миграции элемента и представлены, главным образом, комплексными анионами мышьяковой (H_3AsO_4) и мышьяковистой (H_3AsO_3) кислот – $H_2AsO_4^-$, $H_2AsO_3^-$, AsO_4^{3-} , $H_3AsO_3^0$ [43, 45, 60, 119, 139, 147], а также галлоидными – $Me(AsF_6)$, $Me_2(AsF_7)$, $Me(AsCl_4)$, $Me(AsCl_5)$ и некоторыми другими комплексами [86, 123]. В углекислых водах миграция мышьяка может осуществляться в газообразной форме [11].

Лучше всего мышьяк мигрирует в щелочных гидрокарбонатно-(хлоридно)-натриевых и хлоридно-натриевых водах. В них миграция мышьяка происходит в виде легкорастворимых комплексных соединений с хлором, фтором и бромом. В рассолах выщелачивания галогенных отложений, движение которых часто осуществляется в условиях соляного карста, возможна миграция мышьяка в одной из наиболее подвижных в условиях гипергенеза форм – коллоидной.

Геохимическими барьерами, способствующими ограничению миграции мышьяка в окислительной обстановке зоны гипергенеза, являются положительно заряженные коллоиды почв, гидроокислы железа и органические соединения. В условиях гипогенеза основным осадителем элемента является сероводород, при взаимодействии с которым мышьяк образует труднорастворимые соединения (аурипигмент).

В подземных водах юго-восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена мышьяк обнаружен в 60 % проб. Его фоновые содержания в различных водоносных горизонтах и комплексах приведены в табл.2.15

Таблица 2.15

Параметры распределения мышьяка в подземных водах восточной части
Днепроовско-Донецкого авлакогена

№ п/п	Индекс водоносного горизонта (комплекса)	Коли- чество анали- зов	Закон рас- пределения	Фон			Slg	V, %	Верхние пределы фоновых зна- чений			
				\bar{x}	xlg	\bar{x}			Cф · E	Cф · E ^{1,5}	Cф · E ²	Cф · E ³
1.	aQ	64	LN	0,004	-2,949	0,001	0,598	22,6	0,004	0,009	0,020	0,068
2.	vdQ	32	LN	0,005	-2,802	0,002	0,597	23,9	0,006	0,010	0,025	0,097
3.	N-#	58	LN	0,003	-2,834	0,001	0,673	23,8	0,003	0,008	0,016	0,077
4.	K ₂	117	LN	0,003	-3,114	0,001	0,676	24,0	0,004	0,008	0,017	0,082
5.	K ₁ -J ₃	27	LN	0,006	-2,777	0,002	0,521	21,1	0,005	0,010	0,018	0,061
6.	J ₁₋₂	41	LN	0,004	-2,844	0,001	0,486	19,1	0,004	0,008	0,013	0,041
7	T-P ₂	55	LN	0,005	-2,196	0,001	0,693	26,5	0,006	0,013	0,020	0,145
8.	qP ₁	40	LN	0,007	-3,103	0,003	0,759	27,1	0,009	0,018	0,042	0,164
9.	P _{1kr}	96	LN	0,005	-2,830	0,001	0,543	21,2	0,005	0,009	0,018	0,066
10.	C ₂₋₃	57	LN	0,003	-3,199	0,001	0,758	26,1	0,004	0,009	0,021	0,118

Таблица 2.16

Содержание мышьяка в подземных водах рудных месторождений

Типы месторождений	Минерализация, г/л	рН	Содержания, м/г		Источник сведений
			фоновые	аномальные	
Медноколчеданный (Ю. Урал)	0,4-4,0	6,9-7,6	0,002-0,004	0,006-0,2	Г.А. Голева, 1977
Полиметаллический (Рудный Алтай)	0,2-5,0	7,1-9,0	0-0,001	0,003-0,004	Г.А. Голева, 1977
Ртутный (Закарпатье)	0,5-7,5	7,1-7,6	0,002-0,003	0,004-0,05	Г.А. Голева, 1977
Ртутный (Донбас)	4,0-16,0	7,8-9,2	0,002-0,003	0,02-0,05	В.Г. Суярко, 1981
Ртутно-полиметаллический (Донбасс)	0,4-5,0	6,6-7,5	0,001-0,003	0,004-0,01	В.Г. Суярко, 1985
Медистые песчаники (Донбасс)	0,4-6,5	6,9-7,6	0,001	0,01-0,026	В.Г. Суярко, 1981

Мышьяк часто присутствует в ореольных водах различных месторождений, в которых он генетически связан с основными рудными элементами (табл. 2.16).

Максимальные содержания мышьяка – до 0,1 мг/л установлены в водах зоны Южно-Донецкого разлома и Дроновской брахиантиклинали. В ореольных водах ртутных месторождений Главной антиклинали концентрации элемента достигают 0,02-0,05 мг/л, а в пределах Славянского ртутно-полиметаллического рудопроявления они составляют 0,004-0,01 мг/л. Аномалии мышьяка сформировались в зонах Северо-Донецкого (до 0,012 мг/л), Алмазного (0,01 мг/л), Мушкетовско-Персиановского (0,015-0,02 мг/л), Криворожско-Павловского (0,02 мг/л) разломов, в подземных водах Святогорской (0,01-0,02 мг/л), северного крыла Мечебиловской (до 0,06 мг/л), Краснопавловской (0,01-0,03 мг/л), Беляевской (0,015-0,02 мг/л), Корульской (0,015-0,025 мг/л) купольных структур, а также в пределах Нагольно-Тарасовской (0,005-0,01 мг/л), Колпаковско-Замчаловской (0,015 мг/л), Зуевской (0,01-0,02 мг/л) антиклиналей. В большинстве случаев гидрогеохимические аномалии мышьяка совпадают с участками гидротермальной минерализации в породах (рис. 2.12).

Мышьяк относится к одним из важнейших гидрогеохимических элементов-индикаторов скрытого ртутного и медного оруденения.

2.2.7. Ртуть

Ртуть слабо мигрирует в подземных водах. Перенос ее осуществляется, в основном, в щелочных растворах, с которыми связано формирование большинства ртутных месторождений. Наличие в подземных водах ионов HCO_3^- , CO_3^{2-} , Na^+ , OH^- обеспечивает поддержание щелочности раствора и сохранение подвижности в нем ртути, легкорастворимые комплексы которой образуются за счет взаимодействия с SO_4^{2-} , Cl^- , Br^- , F^- , I^- и OH^- . Присутствие сероводорода обычно обуславливает образование сильного геохимического барьера, на котором происходит выпадение элемента из раствора.

Поведению ртути в подземных водах посвящены работы многочисленных исследователей [11, 72, 73, 75, 136, 151, 202, 327, 360 и др.]. По их общему мнению, в кислых и слабокислых водах (pH 4,0-6,5) миграция элемента происходит в виде ограниченного числа комплексных соединений - HgCl_2^0 , HgS_2H , $\text{Hg}(\text{HS})$ и не отличается интенсивностью. С повышением щелочности (до pH 7,4-7,6) в водах появляются разнообразные галлоидные - HgCl_2^0 , HgCl_3^- , HgCl_4^{2-} , HJ^+ , HgF_2^0 , HgBr^+ , гидроксильные - $\text{Hg}(\text{OH})^+$, $\text{Hg}(\text{OH})_2^0$, тиосульфатные - $\text{Hg}(\text{HS})_2^-$, HgS_2^{2-} , HgS_2H , H_2Hg^0 и другие комплексы. В виде простого катиона - Hg^{2+} ртуть переносится, по-видимому, лишь в газообразном состоянии.

Аномалии ртути в подземных водах восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена отличаются небольшими размерами. Они четко трассируют зоны активизированных разломов. Пространственное положение гидрогеохимических аномалий элемента в большинстве случаев определяется наличием очагов разгрузки вод глубокого формирования, обогащенных эндогенными флюидами, в составе которых присутствует и ртуть [179].

Фоновые содержания элемента в водоносных горизонтах и комплексах региона составляют 0,001-0,002 мг/л (табл. 2.17). В шахтных водах юго-восточной части Донбасса средние концентрации ртути колеблются от $1 \cdot 10^{-6}$ до $2 \cdot 10^{-5}$ [90], а в высокоминерализованных водах и рассолах пермской галогенной формации – от $1 \cdot 10^{-6}$ до $2,2 \cdot 10^{-4}$ г/л [124].

Максимальные содержания ртути установлены в ореольных водах Никитовского (0,02-0,05 мг/л), Дружковско-Константиновского (0,01-0,05 мг/л), Славянского (0,01-0,03 мг/л) и Нагольно-Тарасовского (0,005-0,03 мг/л) рудных полей. Они близки и даже превышают абсо-

Таблица 2.17

Параметры распределения ртути в подземных водах восточной части Днепроовско-Донецкого авлакогена

№ п/п	Индекс водо- носного горизонта (ком- плекса)	Коли- чество анали- зов	Закон распре- деления	Фон			Slg	V, %	Верхние пределы фоновых значе- ний			
				x ⁻	xlg	x ⁺			Cф · E	Cф · E ^{1,5}	Cф · E ²	Cф · E ³
1.	aQ	29	LN	0,002	-2,723	0,002	0,395	15,7	0,005	0,007	0,012	0,029
2.	vdQ	17	LN	0,002	-2,768	0,002	0,380	14,7	0,004	0,006	0,009	0,010
3.	N-P	34	LN	0,002	-2,678	0,002	0,406	16,3	0,005	0,008	0,014	0,034
4.	K ₂	60	LN	0,002	-2,851	0,001	0,331	12,8	0,003	0,004	0,007	0,015
5.	K ₁ -J ₃	20	LN	0,001	-2,839	0,001	0,395	14,9	0,003	0,006	0,009	0,022
6.	T-P ₂	35	LN	0,003	-2,614	0,002	0,469	19,4	0,007	0,012	0,021	0,061
7.	qP ₁	23	LN	0,003	-2,664	0,002	0,380	15,4	0,005	0,008	0,012	0,030
8.	P ₁ kr	14	LN	0,001	-2,888	0,001	0,402	15,0	0,003	0,005	0,008	0,021
9.	C ₂₋₃	46	LN	0,002	-2,805	0,001	0,381	14,9	0,004	0,006	0,009	0,022

лутные значения концентраций элемента в подземных водах других ртутных месторождений (табл. 2.18).

Высокие концентрации ртути обнаружены в подземных водах купольных структур, протягивающихся вдоль Центрально-Донецкого разлома: Новотроицкой (0,008-0,03 мг/л), Корульской (0,003-0,02 мг/л), Новодмитровской (0,003-0,005 мг/л), Камышевахской (0,002-0,008 мг/л), Берекской (0,005-0,01 мг/л). В зоне Петровско-Кременского разлома аномальные содержания ртути выявлены в водах Дроновской антиклинали (0,002-0,005 мг/л), а также Мечебиловского (0,003-0,006 мг/л), Краснопавловского (0,002-0,016 мг/л) и Октябрьского (0,003 мг/л) куполов. Высококонтрастные ореолы элемента установлены в подземных водах Красноскольского (0,003-0,007 мг/л), Лозовеньковского (0,003-0,017 мг/л), Шебелинского (0,005-0,01 мг/л) куполов, в зонах Мушкетовско-Персиановского (до 0,01 мг/л) и Южно-Донецкого (0,01-0,03 мг/л) глубинных разломов, на Первомайской (0,003-0,01 мг/л) и Чернухинской (0,003-0,004 мг/л) антиклиналях и в пределах целого ряда других структур.

Таблица 2.18

Содержание ртути в подземных водах некоторых ртутных месторождений

Месторождения	Минерализация, г/л	рН	Содержания, м/г		Источник сведений
			фоновые	аномальные	
Ртутные	0,5-1,0	7,1-7,6	0,003-0,004	0,006-0,1	Г.А. Голева, 1971
Ртутно-сурьмяные (Хайдаркан, Ср. Азия)	0,3-3,0	7,1-8,0	0-0,001	0,003-0,006	Г.А. Голева, 1971
Ртутные (Донбасс)	4,0-16,0	7,8-9,2	0,0026	0,01-0,05	В.Г. Суярко, 1981
Ртутно-полиметаллические (Донбасс)	0,4-5,0	6,6-7,5	0,0022	0,01-0,03	В.Г. Суярко, 1985
Золоторудные (Донбасс)	0,5-3,5	6,7-8,2	0,001	0,005-0,03	Данные автора

Ртуть в подземных водах является основным индикатором гидротермального и, в частности, ртутного оруденения в породах, важным показателем нефтегазоносности и признаком неотектонической активизации разломов [73, 179, 194, 204.].

2.2.8. Медь

В подземных водах медь обычно присутствует в двухвалентной форме, хотя известны также соединения и одновалентной меди [149]. Наиболее интенсивно она мигрирует в зоне окисления сульфидных месторождений в виде положительных (Cu^{2+} , Cu^+) и нейтральных (CuSO_4^0) ионов. В щелочных гидрокарбонатно-(хлоридно)-натриевых и хлоридно-натриевых водах и рассолах миграция элемента осуществляется как в виде неорганических - CuSO_3^0 , $\text{Cu}(\text{CO}_3)^{2-}$, CuSO_4^0 , $\text{Cu}(\text{OH})^-$, CuCl_2^0 , CuF_2^0 и др. [75, 86, 149], так и в виде многочисленных органических комплексных соединений [149].

В подземных водах региона медь встречается сравнительно редко (в 42% проб). Фоновые содержания ее для большинства водоносных горизонтов и комплексов составляют 0,002 мг/л (табл. 2.19). Медь образует небольшие, часто нечеткие гидрогеохимические ореолы невысокой контрастности. Это объясняется, с одной стороны, незначительной обогащенностью вмещающих пород медистыми минералами, а с другой - отсутствием ярко выраженной окислительной обстановки в пределах участков медной минерализации [284].

Максимальные концентрации меди отмечены в ореольных водах рудопроявлений медистых песчаников Бахмутской котловины (до 0,1-0,2 мг/л). А в подземных водах Никитовского, Дружковско-Константиновского, Славянского и Беляевского рудных полей они достигают соответственно: 0,005-0,015 мг/л; 0,005-0,01 мг/л; 0,01-0,02 мг/л и 0,01-0,04 мг/л. Высокие содержания меди установлены в небольших по размерам гидрогеохимических ореолах на Дроновской (до 0,2 мг/л), Гавриловской (до 0,3 мг/л), Краснооскольской (0,01-0,04 мг/л), Медведовской (до 0,02 мг/л) и других купольных структурах, а также в пределах Артемовской (0,01-0,05 мг/л), Колпаковско-Замчаловской (0,01-0,04 мг/л), Нагольно-Тарасовской (до 0,07 мг/л) и Очеретинской (до 0,2 мг/л) антиклиналей (рис. 2.13).

Медь может рассматриваться в качестве прямого индикатора на медное и золото-серебрянное оруденение и кимберлиты.

Таблица 2.19

Параметры распределения меди в подземных водах восточной части Днепроовско-Донецкого авлакогена

№ п/п	Индекс во- доносного горизонта (комплекса)	Коли- чество анализов	Закон распреде- ления	Фон			Slg	V, %	Верхние пределы фоновых значе- ний			
				x	xlg	x			Cф · E	Cф · E ^{1,5}	Cф · E ²	Cф · E ³
1.	aQ	43	LN	0,002	-2,720	0,002	0,410	15,0	0,006	0,008	0,013	0,032
2.	vdQ	36	LN	0,002	-2,794	0,002	0,568	15,8	0,005	0,009	0,017	0,064
3.	N - P	32	LN	0,003	-2,707	0,002	0,642	23,2	0,003	0,010	0,04	0,06
4.	K ₂	66	LN	0,003	-2,645	0,002	0,483	18,9	0,002	0,012	0,021	0,063
5.	K ₁ -J ₃	16	LN	0,002	-2,710	0,002	0,426	14,7	0,002	0,014	0,025	0,067
6.	I ₁₋₂	34	LN	0,003	-2,680	0,002	0,475	18,4	0,006	0,011	0,019	0,055
7.	T-P ₂	55	LN	0,003	-2,596	0,002	0,495	18,0	0,009	0,016	0,028	0,087
8.	qP ₁	21	LN	0,004	-2,433	0,003	0,560	22,9	0,013	0,025	0,049	0,177
9.	P _{1kr}	40	LN	0,003	-2,592	0,002	0,714	19,4	0,013	0,030	0,068	0,351
10.	C ₂₋₃	61	LN	0,003	-2,503	0,002	0,458	17,3	0,008	0,014	0,024	0,067

2.2.9. Другие микроэлементы (свинец, барий, стронций, марганец, кобальт, никель, титан, молибден, серебро, сурьма, литий, рубидий)

Эти микроэлементы обычно встречаются в подземных водах восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена в небольших количествах. За редким исключением они не образуют и значительных скоплений в горных породах. Гидрогеохимия их изучена недостаточно и требует дополнительных исследований. Основные закономерности распределения указанных микроэлементов в подземных водах территории исследований приведены в табл. 2.20.

Большинство их водных ореолов рассеяния носит комплексный характер (рис. 2.14). В некоторых из них количество компонентов, содержащихся в аномально-повышенных концентрациях, достигает 10-13. При этом наибольшее количество элементов в аномалиях зафиксировано в водах антиклинальных структур, контролирующихся разломами глубинного заложения. Самые крупные и контрастные ореолы рассеяния выявлены в подземных водах тектонически активизированных гидротермальных систем Главной, Дружковско-Константиновской, Славянской антиклиналей, зон Южно-Донецкого и Северо-Донецкого разломов, а также купольных структур Западно-Донецкого грабена и ДДВ.

Подводя итог описанию геохимических особенностей подземных вод региона, следует отметить важную роль тектоники в формировании гидрогеохимической зональности в Днепровско-Донецком авлакогене. Причем схемы ее формирования в мезозойских и палеозойских структурах имеют существенные отличия, обусловленные спецификой их тектонического развития. Составленные поэлементные гидрогеохимические карты позволили установить, что водные ореолы рассеяния закономерно располагаются вдоль зон долгоживущих разломов. Наиболее контрастные и многокомпонентные из них формируются в тектонических узлах, представляющих собой относительно открытые для тепломассопереноса, участки земной коры. При этом гидрогеохимические ореолы рассеяния над глубокозалегающим оруденением образуются не только в водах продуктивных толщ, но и в вышележащих отложениях, независимо от литологического состава водовмещающих пород.

Таблица 2.20

Содержания свинца, бария, стронция, марганца, кобальта, никеля, титана, молибдена, серебра, сурьмы, лития, рубидия в подземных водах различных структур региона

Элемент	Структуры (рудные поля)	Содержания, мг/л
1	2	3
Pb	Славянское ртутно-полиметаллическое рудопроявление Беляевское полиметаллическое месторождение Зоны Южно-Донецкого, Михайловско-Юрьевского, Мушкетовско-Персиановского, Центрально-Донецкого разломов Горловская, Дружковско-Константиновская, Первомайская, Нагольно-Тарасовская антиклинали, Корульская, Петровская, Берекская, Торско-Дробышевская, Святогорская, Степковская, Краснооскольская, Ефремовская, Голубовская купольные структуры	0,25 0,20 до 0,20 до 1,5-1,8
Ba	Криворожско-Павловский разлом Дружковско-Константиновское рудное поле Славянское рудное поле Зоны Мушкетовско-Персиановского, Северо-Донецкого, Южно-Донецкого разломов Петропавловский сброс Нагольно-Тарасовская, Горловская. Торско-Дробышевская, Корульская, Мечебиловская, Голубовская, Ефремовская, Крестищенская антиклинальные структуры	50,-220,0 3,5-7,6 0,3-0,5 1,0-3,7 до 6,0 0,3-1,5
Sr	Мушкетовско-Персиановский разлом Славянская и Спиваковская антиклинальные структуры	28,0 1,4-9,0
Mn	Зоны Криворожско-Павловского, Южно-Донецкого и Мушкетовско-Персиановского разломов Корульская, Мечебиловская, Берекская, Торско-Дробышевская антиклинальные структуры	2,5-7,5 0,5-2,75
Co	Рудопроявления медистых песчаников Бахмутской котловины Зоны Северо-Донецкого, Южно-Донецкого, Криворожско-Павловского, Мушкетовско-Персиановского разломов Дружковско-Константиновское и Нагольно-Тарасовское рудные поля Святогорский и Краснооскольский купола	0,1 0,5-0,1 0,03 0,012-0,03
Ni	Рудопроявления медистых песчаников Бахмутской котловины	0,01-0,026

1	2	3
	Зоны Криворожско-Павловского, Мушкетовско-Персиановского, Южно-Донецкого, Северо-Донецкого, Алмазного разломов Никитовское и Нагольно-Тарасовское рудные поля Атремовская антиклиналь Амвросиевский купол Краснооскольский и Святогорский купола	0,01-0,1 0,02-0,075 0,05 до 0,068 0,01-0,25
Ti	Спиваковский купол Зоны Южно-Донецкого, Северо-Донецкого, Мушкетовско-Персиановского и Криворожско-Павловского разломов	до 8,0 0,2-1,4
Mo	Святогорский купол Рудопроявления медистых песчаников Бахмутской котловины Корульский и Краснооскольский купола Мушкетовско-Персиановский разлом	0,01-0,53 0,06 0,01-0,06 0,01-0,02
Ag	Золото-полиметаллические рудопроявления Нагольного кряжа Миролюбовская, Славянская, Лозовеньковская, Берекская, Мечебиловская, Краснопавловская, Дроновская, Петровская, Октябрьская, Адамовская купольные структуры Дулинский надвиг	0,2-0,54 0,002-0,22
Sb	Никитовское, Нагольно-Тарасовское, Дружковско-Константиновское рудные поля Корульский и Краснооскольский купола Зона Алмазного надвига	0,01 0,01 0,01
Li	Воды глубокого формирования, разгружающиеся по зонам: Южно-Донецкого разлома (глуб. 628 м) Криворожско-Павловского разлома (глуб. 1300 м) Главная и Дружковско-Константиновская антиклинали, Спиваковский, Волвенковский, Краснооскольский купола Зоны Мушкетовско-Персиановского, Северо-Донецкого, Алмазного, Краснодонского разломов и Ново-Добропольского сброса	до 21,0 12,5-13,0 0,18-0,75 до 0,68
Rb	Рудные поля Главной и Дружковско-Константиновской антиклиналей Краснооскольский купол Зона Мушкетовско-Персиановского разлома	0,06-0,08 0,016-0,06 0,04

ГЛАВА 3

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ И УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Гидрогеохимическая аномалия – это участок распространения подземных вод, в пределах которого их состав по каким-либо показателям отличается от химического состава подземных вод регионального фона. В отличие от водного ореола рассеяния, образующегося за счет выноса химических элементов и соединений природными водами из участков их накопления, понятие аномалии гораздо шире, поскольку последняя может формироваться в результате любых преобразований в земной коре.

В гидрогеохимических исследованиях принципиальное значение имеет определение генезиса аномалий, что позволяет правильно интерпретировать получаемые результаты. Существующие классификации гидрогеохимических аномалий [34, 72, 176, 192, 291] отличаются различными подходами к решению этой проблемы. Так, А. Мацошик (1977) подразделяет гидрогеохимические аномалии на антропогенные и природные, выделяя среди последних сингенетичные и эпигенетичные. Классификация С. Брусиловского (1979) основана на статическом характере естественных границ между обособленными по генезису и химическому составу группами подземных вод. А классификация Г. Голевой (1968), прочно утвердившаяся в поисковой гидрогеохимии, определяется разделением гидрогеохимических аномалий по продуктивности на рудные и безрудные. Тем не менее, существующие классификации не дают четких ответов на многие вопросы, связанные с формированием гидрогеохимических аномалий. Среди них - направленность физико-химических процессов, источники поступления в гидросферу химических элементов и соединений, качественная и количественная характеристики аномальности подземных вод и многие другие.

3.1. Модели формирования гидрогеохимических аномалий

Исходя из того, что проблема генетической классификации гидрогеохимических аномалий сводится не столько к определению генезиса вод (инфильтрационные, седиментационные, метаморфогенные, ювенильные и другие), сколько к выявлению возможных источников тех компонентов, наличие которых определяет их аномальность, автором

была разработана теоретическая модель формирования гидрогеохимических аномалий, которая нашла подтверждение в условиях тектонически активизированных складчатых регионов - Донецкого прогиба и ДДВ. Основные её положения, впервые опубликованные в 1985-1986 гг. [179, 291], во многом отличаются от известных, поскольку в качестве главного фактора образования аномалий в подземных водах принимается направленность физико-химических процессов. Суть ее заключается в следующем.

Гидрогеохимические аномалии по своему генезису могут быть естественными, образование которых вызвано нарушением физико-химического равновесия в системе "вода-порода" под влиянием геологических процессов, и искусственными – связанными с деятельностью человека.

Естественные гидрогеохимические аномалии, фиксирующиеся в зоне свободного водообмена, в зависимости от глубины источника обогащения вод химическими элементами и соединениями, образуются в результате двух противоположных по направленности процессов – привноса и выноса минерального вещества подземными водами [291].

Привнос вещества обычно связан с тектонической активизацией долгоживущих глубинных разломов, которая сопровождается проникновением восходящих потоков тепла и растворенного в воде эндогенного (как корового, так и мантийного) вещества в верхние горизонты земной коры (рис. 3.1). В результате в приповерхностной части гидрогеологического разреза образуются "гипогенные" гидрогеохимические аномалии, протягивающиеся вдоль разломов в виде гидрогеохимических зон. Образование "гипогенных" аномалий в результате растворения в водах верхних горизонтов эндогенных флюидов позволяет рассматривать их в качестве первичных гидрогеохимических ореолов рассеяния продуктов глубинной генерации [179, 291].

Формирование гипогенных гидрогеохимических аномалий в Днепровско-Донецком авлакогене происходит главным образом в пределах древних гидротермальных систем и обусловлено разгрузкой щелочных (рН 7,6-9,2) хлоридно-натриевых, хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых и хлоридно-сульфатных вод, эндогенных флюидов и теплового потока по зонам Центрально-Донецкого, Южно-Донецкого, Корюльско-Дроновского, Мушкетовско-Персиановского, Северо-Донецкого, Криворожско-Павловского и других глубинных разломов. Для этих вод характерны высокая минерализация, отрицательные или близкие к нулевым значения E_h , аномально повышенные концентрации

микроэлементов (Hg, B, F, Li, Rb, Cs, J и др.) и газов (CO_2 , CH_4 , N_2 , NH_3 , H_2 , Ar, He и др.), образование которых многие исследователи [6, 7, 91, 92, 102, 121, 142, 148, 159, 174, 191, 204, 241, 295, 320, 368] связывают с подкоровыми процессами. При этом среди газов заметно преобладают двуокись углерода, концентрации которой в 10 и более раз превышают фоновые, нередко достигая 100-110 мг/л, и метан, спонтанно выделяющийся при бурении рудовмещающих пород в древних гидротермальных системах (Дружковско-Константиновская антиклиналь, Славянский купол и др.). В ряде случаев температура разгружающихся подземных вод каменноугольных и мезозойских отложений на глубине 0 - 300 м достигает 23-27°C [278, 279] при фоновых значениях 10-12 °C. Такие гидротермические аномалии установлены в пределах гидротермальных систем и нефтегазоносных структур, контролирующихся глубинными разломами: Дружковско-Константиновской антиклинали (до 19°C), Святогорского (до 27°C), Славянского (до 20°C), Ефремовского (до 23°C), Шебелинского (до 21,5°C), Кегичевского (до 18°C) куполов. По имеющимся данным на своде Северной антиклинали по скважинам глубиной 960-1100 м происходил самоизлив сульфатно-гидрокарбонатных вод, нагретых до 37°C [21]. На горизонте 1000 м в пределах древних гидротермальных систем Днепровско-Донецкого авлакогена наблюдается заметное увеличение гидрогеотермического градиента, в результате чего температура подземных вод здесь нередко превышает 55-60°C. Гидрогеотермические аномалии обычно пространственно совпадают с геотермическими аномалиями в породах, температура которых на глубине 1000 м достигает 40-50°C при фоновом значении 25-30°C [37, 126]. Превышение средних аномальных температур подземных вод над аналогичными в породах подтверждает существующее предположение о том, что именно глубинные воды зон разломов являются основным фактором конвекционного теплопереноса в земной коре [37, 68, 192, 343].

Гидрогеохимические аномалии, формирующиеся за счет выноса минерального вещества кислородсодержащими инфильтрационными водами являются "гипергенными" и образуются при залегании горных пород, содержащих различные виды минерализации в зоне аэрации (рис. 3.1). Образование их связано с экзогенными процессами выветривания, важнейшее условие которого – растворение минералов подземными и поверхностными водами с последующим поступлением продуктов растворения в водоносные горизонты и комплексы зоны свободного водообмена [179, 291].

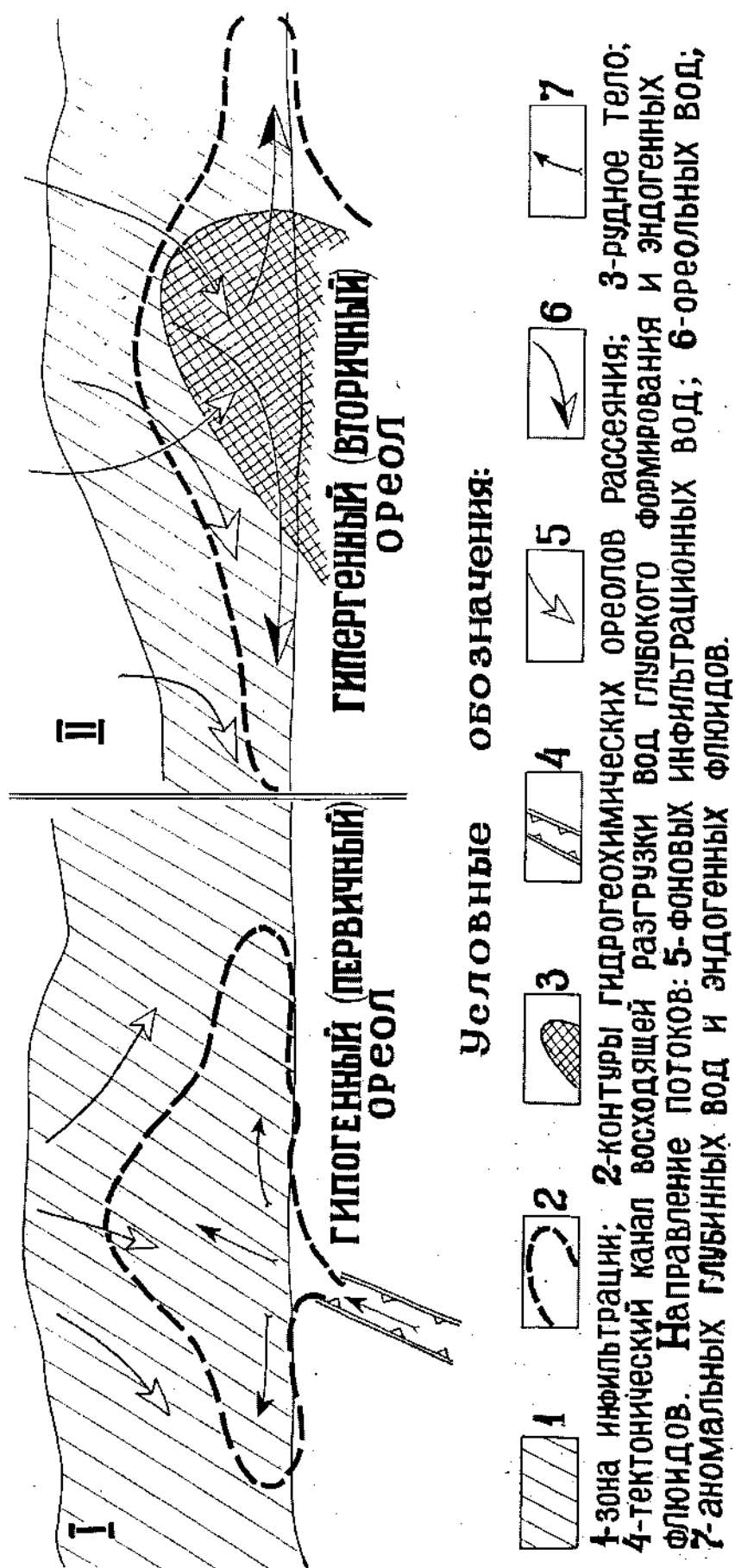


Рис. 3.1. Схемы формирования гидрогеохимических аномалий

Типичные "гипергенные" гидрогеохимические аномалии образуются, например, в зоне окисления нижнепермских медистых песчаников Бахмутской котловины, в карьерах Никитовского рудного поля, на участках растворения галита в зоне аэрации, а также в других местах с естественным и искусственным обнажением пород, содержащих различную (прежде всего – сульфидную) минерализацию. Эти аномалии являются вторичными гидрогеохимическими ореолами рассеяния и имеют важное практическое значение при поисках неглубоко залегающей минерализации в породах и эколого-гидрогеохимическом картировании [179].

Искусственные (техногенные и биогенные) гидрогеохимические аномалии, которые, по сути, также являются гипергенными, образуются в результате жизнедеятельности человека. Во многих случаях они, практически, неотличимы от естественных аномалий и формируются как в зонах разломов (например, при разгрузке по ним промышленных стоков, захороняемых в гидрогеологически негерметичные структуры), так и на тектонически ненарушенных участках земной коры. Выявление действительной природы искусственных аномалий иногда требует долговременных режимных наблюдений.

Образованию естественных и искусственных гипергенных гидрогеохимических аномалий посвящено множество работ по гидрогеохимическим поискам [11, 26, 31, 33, 53, 72, 74, 75, 131, 148, 149, 167, 208, 226, 227, и др.]. Поэтому особое внимание в монографии уделено образованию гипогенных гидрогеохимических аномалий, которые, с одной стороны, недостаточно изучены, а с другой – представляют наибольший научный и практический интерес.

3.2. О генезисе глубинных флюидов, разгружающихся в древних гидротермальных системах Днепровско-Донецкого авлакогена

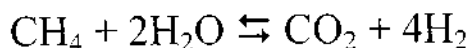
Воды, разгружающиеся по разломам в пределах гидротермальных систем Днепровско-Донецкого авлакогена, содержат различные растворенные вещества и свободные газы, многие из которых имеют эндогенное (мантийное или коровое) происхождение. Не отрицая роли и значения в формировании состава подземных вод химических элементов и соединений, поступающих из зоны гипергенеза, автор считает, что именно гипогенной составляющей часто определяется геохимическая аномальность вод разломных структур.

В изучении гидрогеохимических аномалий одним из важнейших вопросов является генезис природных растворов. Ответ на него может рассматриваться в двух аспектах: 1) происхождение растворителя - молекулы H_2O и 2) генезис растворенных веществ.

Анализ изотопного состава водорода и кислорода подземных вод зон глубинных разломов региона показывает, что они, в основном, представляют собой захороненные морские воды, разбавленные в бассейне седиментации инфильтрационными [31, 46, 47, 117, 260, 261]. Кстати, к аналогичному выводу привели изотопные параметры вод зон разломов земной коры даже в Северо-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоне [307]. Все это, по-видимому, свидетельствует о незначительном (до 3-5%) притоке в земную кору на современном этапе т.н. "ювенильных" и магматогенных вод, невозможность обнаружения которых объясняется сильной разбавленностью их вадозными водами [46,47]. С другой стороны, существует мнение о непригодности использования отношений тяжелых изотопов $\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$ для определения генезиса H_2O [230].

Рассматривая генезис водного раствора следует исходить не только из изотопных отношений водорода и кислорода, но и изучать изотопы различных растворенных в ней химических элементов. Содержание последних в водах зон разломов зависит от температуры, химического состава и скорости движения флюидов - основных факторов, определяющих растворимость изотопов и продолжительность их контакта с породами и вадозными водами [307]. Среди химических элементов основное значение для генетической диагностики имеют изотопы углерода, урана, радия, радона, аргона и гелия.

Наиболее активно в воды глубинных разломов Днепровско-Донецкого авлакогена поступает эндогенная CO_2 , которая образуется в процессе дегазации мантии, а также при термометаморфизме минералов осадочных и кристаллических пород. В мантийном диоксиде углерода содержание тяжелого изотопа $\delta^{13}\text{C}$ находится в интервале (6-8)%, при среднем значении 7%. Такой же изотопный состав имеет и метан, который образуется в мантии вместе с CO_2 при реакции углерода с водой [31]. В верхних слоях земной коры эндогенный метан окисляется по реакции:



Этим, по-видимому, и может объясняться формирование части глубинных гидрокарбонатно-натриевых вод, которые образуются в верхней части "метановой зоны" региона при растворении CO_2 в воде.

Углекислый газ, генерирующийся в глубоких горизонтах земной коры и мантии поступает по зонам разломов, контролирующим ртутные рудные поля Дружковско-Константиновской и Горловской антиклиналей. Здесь, на участках восходящей разгрузки напорных глубинных вод наблюдается выделение диоксида углерода (как в свободной, так и в растворенной формах) с относительно высоким содержанием тяжелого изотопа $\delta^{13}\text{C}$ (табл. 3.1).

Таблица 3.1

Изотопный состав углерода в водах и газовых струях Дружковско-Константиновского и Никитовского рудных полей
(по А.И. Фридману, 1971)

№ п/п	Место отбора пробы	Фазовое состояние	Содержание, об. %		$\delta^{13}\text{C}$ по РДВ; ‰	
			CH_4	CO_2	CH_4	CO_2
1	Дружковско-Константиновское рудное поле, скв. 6-Д	растворенный в воде газ	18,78	9,9	2,01	-0,5
2	Дружковско-Константиновское рудное поле, скв. 7-Д	свободный газ	77,1	0,5	-	-0,81
3	Дружковско-Константиновское рудное поле, скв. 9-Д	растворенный в воде газ	44,8	15,3	-	-1,51
4	Дружковско-Константиновское рудное поле, скв. 13-Д	растворенный в воде газ	38,0	11,1	- 3,08	-0,84
5	НРП, рудник 2-бис, гор. 330 м, шпур №16	свободный газ	0,12	15,0	- 1,87	-1,29

Из приведенной таблицы видно, что в углекислом газе содержится значительно больше тяжелых изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$), чем в метане. Значения $\delta^{13}\text{C}$ для метана изменяются от -1,87 до -3,08 ‰ и свидетельствуют о преимущественно коровом происхождении содержащегося в нем углерода. В углекислом газе, растворенном в разгружающихся по разломам хлоридно-натриевых и гидрокарбонатно-натриевых водах, а также присутствующем в "газовых струях", оно колеблется от -0,5 до -1,51‰, что характерно для областей активного вулканизма [141, 191, 226 и др.]. Это свидетельствует о том, что в пределах гидротермальных систем накопление одного из важнейших компонентов вод глубинных разломов региона - двуокиси углерода происходит в основном за счет эндогенной дегазации Земли.

Белоконь В.Г. (1984), рассматривая бассейн р. Северский Донец как геодинамическую систему, отражающую процессы больших глубин, считает, что при дегазации мантии из нее происходит выделение флюидов, мигрирующих в осадочные отложения и "пропаривших" вмещающие породы химическими элементами глубинного генезиса. Перемещением нагретых глубинных вод он объясняет и процессы метаморфических преобразований в земной коре (в частности, углеобразование). Поглощая эндогенный тепловой поток, эти воды постоянно подогреваются, а при движении к поверхности, напротив, отдают свою тепловую энергию более холодным вмещающим породам и инфильтрационным водам. Таким образом, наблюдающееся в регионе пространственное совпадение участков повышенной напряженности геотермического поля с гипогенными гидрогеохимическими аномалиями обусловлено генетическими факторами [37, 126].

Процессы вертикальной корово-мантийной конвекции, усиливаясь в моменты проявления фаз складчатости и затухая в периоды относительной тектонической стабильности, продолжают в регионе непрерывно. Поэтому в пределах гидротермальных систем на наиболее проницаемых участках разломов образовались стабильные долгоживущие очаги тепломассопереноса. В этих очагах на протяжении длительной истории геологического развития региона происходила разгрузка теплового потока, гидротермальных растворов, эндогенных флюидов и газов, транспортировка которых в верхние горизонты земной коры осуществляется водами глубокого формирования.

О возможной генетической близости состава вод гипогенных аномалий с древними гидротермальными растворами свидетельствует не только общность очагов их разгрузки, но и сходство химического состава этих вод с газовой-жидкими включениями в гидротермальных минералах [132]. Многочисленные термобарогеохимические исследования минералов из гидротермальных систем Донецкого прогиба [77, 85, 109, 115, 116, 146, 155, 197, 214, 220, 316] позволили выявить в них целый ряд признаков (геохимический тип растворов, микроэлементный и газовый состав) характерных и для современных глубинных вод, разгружающихся по разломам (табл. 3.2).

Как видно из таблицы 3.2, древние минералообразующие гидротермы как и воды неотектонически активизированных разломов, относятся к хлоридно-натриевому (кальциевому) типу.

В некоторых случаях (Никитовское рудное поле, Острый Бугор) в жидкой фазе включений установлены гипогенные микроэлементы (ли-

Таблица 3.2.

Химический состав газовой-жидких включений в гидротермальных минералах из различных рудных районов Донецкого прогиба

Рудное поле (месторождение, рудо- проявление)	Химический состав		Источник сведений
	газовой фазы (в об. %)	жидкой фазы (тип воды, рН, М, микроэлементы)	
Никитовское	CO ₂ -60-95 CH ₄ -5-10 H ₂ , He, Ar	Хлоридно-натриевый, гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый; рН-7, 8-9,0; М - до 157 г/л; Li, Cs, F, Se	[77, 85, 197]
Славянское	CO ₂ -44-57 CH ₄ -10-55 N ₂ -8-10 H ₂ , H ₂ S, C ₂ H ₅ , C ₃ H ₈ , CH ₂	Хлоридно-натриевый (кальциевый), рН 6,5-8,5; М - до 176 г/л	[115, 316]
Покрово-Киреевское	CO ₂ -35-43 N ₂ - до 60 O ₂ , Ar, CH ₄	Хлоридно-фторидно-сульфатный, калий-натрий-кальциевый; рН 6,5-8,8; М - 40-45 г/л	[109, 214, 221]
Нагольно-Тарасовское	CO ₂ -76-92, N ₂ -3-11, CH ₄ -0,5-20, H ₂ S-0,5-4,0 CO-1-19	Хлоридно-натриевый, рН 7,4-8,1 М-72-104 г/л	[116]
Острый Бугор (Нагольный кряж)	CO ₂ -81-83 N ₂ -10-18 CH ₄ -0,5-6,0	Хлоридно-натриевый, рН 7,3-8,9 М-50-126 г/л Al, Mn, Cu, Ag, F, Li, Sr, Mg, Ti, Pb	[116, 155]

тий, цезий и др.), часто встречающиеся и в разгружающихся в настоящее время водах глубокого формирования. Состав газовой фазы (в которой преобладают CO₂, и CH₄ и присутствуют азот, сероводород, гелий, водород, аргон и другие газы) соответствует составу газовых струй, выделяющихся из фонтанирующих скважин, вскрывших гидротермальные системы Горловской и Дружковско-Константиновской антиклиналей [127, 285].

Более конкретную информацию о генезисе вещества, растворенного в водах разломов, несут соотношения концентраций эндогенных химических элементов. Так, в качестве показателя формирования подземных вод могут быть использованы соотношения концентраций в них

редких щелочей - лития, рубидия, цезия. Как считают А.Д. Эллис и В.А.И. Махон [335], содержания этих элементов не контролируются физико-химическим равновесием "вода-минерал", что свидетельствует о поступлении их в подземные воды из очагов глубинной генерации. Отсюда воды, в которых содержатся редкие щелочи, могут иметь эндогенную составляющую [332].

Генетические коэффициенты, основанные на пропорции концентраций лития, рубидия и цезия, применялись различными исследователями [6, 7, 8, 41, 368 и др.]. Так, Арсанова Г.И. [8] в результате изучения редких щелочей в термальных водах молодых вулканических областей вслед за А. Эллисом и В. Махоном (1964) пришла к выводу, что литий, рубидий, цезий, а также хлор не могли накапливаться в подземных водах за счет выщелачивания из пород, а поступали из вулканических очагов. При этом ею предлагаются различные соотношения концентраций редких щелочей, являющиеся генетическим показателем воды (или её аномальной составляющей):

а) для морской воды - содержания $Li : Rb : Cs - 100 : 78 : 0,22$;

б) для глубинных (вулканогенных) вод содержания $Li : Rb : Cs - 100 : 13 : 14$ ($100 : 9 : 6$).

Анализ соотношений концентраций редких щелочей в водах глубинных разломов, разгружающихся в пределах гидротермальных систем восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена позволяет заключить, что они близки к таковым в водах разломных структур областей современного вулканизма (табл. 3.3). Это указывает на эндогенный генезис определенной части вещества, растворенного в подземных водах рассматриваемого региона.

Важным диагностическим признаком при определении природы вод является содержание гелия, который нередко встречается в составе глубинных флюидов, разгружающихся по тектоническим разломам. Повышенные концентрации He (до 0,067 об. %) отмечены в газовых струях, спонтанно выделяющихся вместе с глубинными водами по разломам, секущим Дружковско-Константиновское рудное поле. На порядок меньшие концентрации элемента содержатся в глубинных эманациях в пределах Никитовского рудного поля (до 0,0064 об. %). Встречается гелий и на многих купольных структурах региона (Краснопоповской, Славянской, Шебелинской, Краснооскольской, Левенцовской, Глубокской и др.). Почти во всех случаях отношение тяжелого изотопа ^3He к ^4He колеблется в интервале $n \cdot 10^{-6} - n \cdot 10^{-5}$, что указывает на эндогенный, а возможно и мантийный источник гелия. Таким образом, на осно-

вании этих признаков можно заключить, что в разгружающихся по разломам водах содержатся определенные доли глубинных флюидов, концентрации которых могут колебаться в широком диапазоне (часто – вне пределов чувствительности анализа).

Таблица 3.3

Соотношение концентраций лития, рубидия и цезия в подземных водах зон разломов некоторых гидротермальных систем Донбасса

№ п/п	Место и глубина отбора проб. Водонесный горизонт (комплекс)	Концентрации в воде (мг/л)	Соотношения концентраций	Генетический тип воды (по Г. Арсановой, 1974)
1	2	3	4	5
1.	Никитовское рудное поле (НРП), Горловский тектонический узел. Скв. 3872. Глуб. 150 м (I ₃ Sh ₁)	Li-0,08 Rb-0,0078 Cs<0,016	100:10:20	Глубинный
2.	НРП. Софиевский купол. Зона надвига “Секущая”. Скв. 3992. Глуб. 415 м. (H ₁ Sh ₃)	Li-0,035 Rb-0,007 Cs-0,004	100:20:11	Глубинный
3.	НРП. Купол Катушка. Зона Осевого надвига. Шахта “Новозаводская” ствол. Горизонт 450 м (H ₃ Sh ₃)	Li-0,68 Rb-0,026 Cs-0,016	100:4:2	Глубинный
4.	НРП. Горловская антиклиналь. Зона Никитовского сброса. Скв. 1445. Глубина 511 м. (C ₂ 3)	Li-0,09 Rb-0,008 Cs0,016	100:9:18	Глубинный
5.	Дружковско-Константиновская антиклиналь. Зона Константиновского надвига. Балка Вильямская. Родник 7 (C ₃ 2)	Li-0,06 Rb-0,007 Cs-0,016	100:11:26	Глубинный
6.	Славянское рудное поле. Адамовский шток. Зона Корульско-Дроновского разлома. Самоизливающаяся скважина у восточной окраины села (T ₃)	Li-0,078 Rb-0,012 Cs-0,016	100:15:20	Глубинный

3.3. Критерии выделения гипергенных и гипогенных гидрогеохимических аномалий

С целью практической апробации генетической классификации гидрогеохимических аномалий автором были проведены опытно-методические исследования. Было детально обследовано 18 из уже известных гидрогеохимических аномалий в различных гидрогеологических структурах рассматриваемой части Днепровско-Донецкого авлакогена. При этом изучалась их тектоническая позиция, гидродинамика, геохимические особенности (включая величины рН, Eh, минерализации, содержания газов и соотношения концентраций редких щелочей). Особое внимание было уделено определению в подземных водах содержания гелия, и в некоторых случаях - аргона. Все это позволило выявить признаки, характеризующие различные по генезису гидрогеохимические аномалии, которые являются достаточно надежными критериями их разделения на гипергенные и гипогенные (табл. 3.4).

Таблица 3.4.

Критерии генетического разделения гидрогеохимических аномалий в Днепровско-Донецком авлакогене

Геолого-геохимические характеристики	Генетические типы гидрогеохимических аномалий	
	гипогенные	гипергенные
1	2	3
Направленность физико-химических процессов	Привнос вещества	Вынос вещества
Структурный контроль аномалий	Разломы. Антиклинали	Не наблюдается
Типы скоплений подземных вод	Жильные, трещинные	Поровые, трещинно-поровые, пластовые
Характер напора вод	Напорные	Безнапорные, слабонапорные
Геохимические типы вод (по С. Щукареву)	Гидрокарбонатно-натриевый, хлоридно-натриевый, хлоридно-сульфатный	Гидрокарбонатно-кальциевый (магниевый), гидрокарбонатно-сульфатный, сульфатный
Минерализация вод, г/л	Более 10,0, реже - менее 0,5	1-3, реже - до 5-7 /в зоне выщелачивания галогенных отложений - до 30 и более
рН вод	7,9-9,5	3,5-7,5
Eh вод	(+50) - (-200)	(+150) - (+500)

1	2	3
Формы нахождения железа в воде	Fe^{+2}	Fe^{+3}
Содержания:		
O_2 , мг/л	3,5-0	15,0-3,5
CO_2 , мг/л	более 80,0-100,0	10,0-30,0
H_2S , мг/л	более 100,0	менее 30,0
N_2 , мг/л	более 30,0	10,0-15,0
H_2 , мг/л	более 10,0	1,0-5,0
He, мг/л	$n \cdot 10^{-4}$ и более	$n \cdot 10^{-5}$
Ar, мг/л	более 5,0	0,5-1,0
пары Hg, мг/л	$n \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-9} - n \cdot 10^{-8}$
Микроэлементы в воде	Не соответствуют составу минералов водовмещающих пород верхних водоносных горизонтов	Соответствуют составу минералов водовмещающих пород зоны гипергенеза
Характерные ассоциации микроэлементов в водах аномалий	Hg, B, F, As, Li, Rb, Cs, ΣTR , Sb	Cu, Zn, Pb, Ni, Ba, B, (As)
Характерные ассоциации газов	CO , CO_2 , H_2 , CH_4 , H_2 , He, Ar, N_2 , пары Hg	O_2 , NO_2 , NH_3 , N_2 , H_2
Соотношения Li:Rb:Cs	от 100:13:14 до 100:9:6	100:78:0,2
Характер изменения пород в пределах гидрогеохимических аномалий	Развитие гидротермалитов	Образование зон окисления
Соотношения $^3\text{He}/^4\text{He}$	$n \cdot 10^{-6} - n \cdot 10^{-5}$	$n \cdot 10^{-8}$
Изотопные отношения:		
δD , ‰	-48±20	от -190 до -90
$\delta^{18}\text{O}$, ‰	от +3 до +10	от -25 до -5
$\delta^{13}\text{C}$, ‰	от -1,5 до +0,5	от -4,5 до -2,5

Данные, приведенные в указанной таблице, свидетельствуют о том, что гидрогеохимические аномалии различного генезиса отличаются друг от друга не только направленностью геохимических процессов, структурной позицией и геохимическим типом вод. Важным критерием их разграничения является специфика микроэлементного и газового состава, а также содержание стабильных изотопов в воде и растворенных в ней газах.

Особое внимание в процессе диагностики следует уделять газам - двуокиси углерода и гелия, определение которых не представляет зна-

чительных затруднений. В подземных водах региона между CO_2 и He наблюдается прямая корреляционная связь, выражающаяся в росте концентраций гелия с увеличением содержания двуокиси углерода. Так, концентрации CO_2 (при фоновом значении для вод зоны гипергенеза Донбасса 30,0 мг/л) в очагах разгрузки глубинных вод достигают 100,0 мг/л и более, а максимальные содержания гелия - при атмосферном фоне - $5 \cdot 10^{-5}$ мг/л возрастают здесь в десятки и сотни раз. Как правило, водопункты с аномально-повышенными содержаниями этих газов располагаются в пределах гидродинамически открытых разломов, уходящих своими корнями в нижние сферы земной коры, а нередко и достигающих мантии. При этом наибольшей "открытостью" характеризуются узлы пересечения этих разломов, по которым глубинные флюидные потоки движутся к поверхности. В процессе перемещения по разломным структурам эндогенные флюиды смешиваются с восходящими потоками вод глубокого формирования и, несмотря на разбавление инфильтрационными водами зоны свободного водообмена, образуют у поверхности гидрогеохимические аномалии. Такие аномалии, геохимическая специфика которых связана с повышенными концентрациями эндогенных компонентов, являются аномалиями привноса или гипогенными. Исходя из этого, можно во многих случаях найти объяснение формированию ореолов рассеяния галогенов, многих металлов (в частности, ртути и мышьяка) и целого ряда других элементов, геохимическая история которых так или иначе связана с мантией или глубинными слоями земной коры.

Разделение гидрогеохимических аномалий по генезису является не только необходимой, но и реально осуществимой задачей, для более успешного решения которой следует помимо химического и газового состава вод изучать геохимию изотопов различных элементов. Это во многом облегчит интерпретацию результатов гидрогеохимических исследований и повысит их достоверность.

Пространственное совпадение гипогенных гидрогеохимических аномалий с участками неотектонической активности и повышенной напряженности геотермического поля указывает, по нашему мнению, на важную роль подземных вод зон разломов в конвективном тепломассопереносе в земной коре.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ РОЛЬ ПРИРОДНЫХ ВОД И МЕТОДИКА ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ГЛАВА 4

РОЛЬ ПРИРОДНЫХ ВОД В ОБРАЗОВАНИИ И РАЗРУШЕНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Роль природных вод в формировании различных месторождений полезных ископаемых огромна. Академик В.И. Смирнов указывал, что без участия воды невозможно образование ни одного вида месторождений - от магматогенных до осадочных [257]. Однако вода может играть не только созидательную, но и разрушительную роль, являясь основным фактором растворения, транспортировки и отложения вещества. Направленность этих процессов в сложной природной системе "вода - газ - порода - органическое вещество" определяется конкретными геологическими условиями. Так, в раскрытых гидрогеологических структурах вода интенсивно выщелачивает, растворяет, перераспределяет и рассеивает химические элементы и соединения. Напротив, в закрытых структурах, отличающихся замедленным водообменом, а также на дне водоемов преобладают явления концентрации вещества.

Проблеме участия воды в формировании и разрушении различных по генезису месторождений полезных ископаемых посвящены труды многих ученых [1, 11, 13, 16, 40, 76, 120, 163, 197, 201, 257, 331, 335, 360 и др.]. Особое значение имеют гидрогеологические и гидрогеохимические классификации месторождений, отражающие основные минерагенические особенности природных вод. Одна из них предложена в 1970г. А.М. Овчинниковым [201]. По характеру взаимоотношений с подземными водами он выделяет три группы месторождений: а) заключающих легкорастворимые породы, выщелачивание и полное растворение которых приводит к уничтожению этих месторождений и образованию высокоминерализованных вод (каменной и калийной соли, соды, боратов и т.п.); б) нефти и газа, формирующихся в пределах водонапорных систем и гидравлически связанных с подземными водами; в) содержащих рудные минералы, которые в зоне окисления образуют легкорастворимые соли, придающие водам специфические свойства.

Более совершенна классификация, в которой выделяется пять групп месторождений, размещение которых подчиняется региональным гидрогеологическим закономерностям и связано с положением основных водоносных систем на планете (табл. 4.1).

Таблица 4.1

Гидрогеологическая классификация
месторождений полезных ископаемых
(по И.С. Ломоносову, Е.Н. Пиннекеру и др., 1982)

Группы месторождений	Связь с природными водами
I	Эндогенные и метаморфогенные месторождения труднорастворимых рудных залежей, прямо или косвенно сформированные гидротермальными растворами (гидротермальные, магматические, скарновые и др.)
II	Экзогенные месторождения зоны выветривания, образовавшиеся в результате гипергенного минералообразования (растворения и выноса водами минеральной массы горных пород и накопления ее в остаточных продуктах)
III	Осадочные скопления легкорастворимых (соляных) пород, сформированные в бассейнах седиментации и подверженные процессам разрушения подземными водами (хемогенные месторождения)
IV	Залежи нефти и газа, гидравлически связанные с подземными водами
V	Эндогенные, метаморфогенные и экзогенные месторождения труднорастворимых рудных и нерудных залежей, образование и разрушение которых связано с биогенной миграцией (месторождения каустобиолитов, фосфора и др.) и механическим разрушением (россыпи) с участием подземных и поверхностных вод

Формирование и разрушение природными водами месторождений полезных ископаемых определяется направленностью процессов переноса энергии, тепла и вещества и регулируется химическими и физическими свойствами растворов, условиями их циркуляции (в зависимости от типа гидрогеологических структур, положения водоносных горизонтов, инженерно-геологических качеств водовмещающих пород и т.п.), а также геохимическими особенностями минералов и горных пород.

Исходя из этих положений, рассмотрим роль природных вод в формировании и разрушении наиболее типичных для региона месторождений.

4.1. Особенности формирования и разрушения гидротермальных месторождений

Гидротермальные месторождения и рудопроявления наиболее характерны для активизированных областей палеозойской и мезозойской складчатости. Примером является Днепровско-Донецкий авлакоген, в котором они занимают одно из ведущих мест среди полезных ископаемых.

Образование гидротермальных месторождений происходит, как правило, при участии природных вод двух генетических типов: эндогенных (к которым автор относит ювенильные, магматогенные и метаморфогенные воды) и экзогенных (вадозных), представленных седиментогенными и инфильтрационными водами. Все они обычно участвуют в процессах, происходящих в гидротермальных системах. Однако на определенных этапах гидротермального минералообразования роль различных по генезису вод далеко не однозначна и определяется, главным образом, термоэнергетическим потенциалом гидротермальной системы и её тектоникой [132].

Источником энергии гидротермального рудообразования являются конвективные тепловые потоки, поступающие по зонам глубинных разломов с газовой-жидкими флюидами. В пределах гидротермальных систем по рудоподводящим разломам и до настоящего времени наблюдается разгрузка напорных вод глубокого формирования, очаги которой пространственно совпадают с участками повышенной напряженности геотермического поля [155, 198, 253, 285]. Рассматривая эти воды как "постгидротермальные" растворы, можно получить дополнительную информацию о составе и свойствах глубинных флюидов, которые генерировались в недрах древних гидротермальных систем, мобилизуя на своем пути различные рудные компоненты [132, 352].

4.1.1. Ртутные месторождения Никитовского рудного поля

Анализ многочисленных результатов минералого-геохимического изучения Никитовского рудного поля (НРП), полученных в последнее время [23, 67, 77, 84, 85, 116, 132, 146, 212, 213, 217, 218, 220, 285, 289] позволил не только рассмотреть роль природных вод в формировании гидротермального ртутного оруденения, но и обосновать сходство состава рудогенерирующих растворов и современных подземных вод, разгружающихся в контурах древней гидротермальной системы.

Условия локализации и механизм формирования рудного оруденения

Тектоническое строение НРП довольно хорошо изучено [67, 96, 111, 112, 254 и др.] и в общих чертах сводится к следующему. Рудное поле находится в осевой части Горловской антиклинали и контролируется зоной Центрально-Донецкого глубинного разлома, секущего земную кору и достигающего мантии. Свод Горловской антиклинали в пределах НРП осложнен серией мелких брахиантиклинальных складок-куполов (Чернобугорский, Чернокурбанский, Катушкинский, Софиевский, Новый и Чегарникский) и разбит системой продольных и диагональных разрывных нарушений в виде надвигов юго-западного (Осевой, Секущий, Чернобугорский, Катушкинский и Железнянский) и северо-восточного (Чегарникский, Софиевский и Новозаводской) направлений (рис. 4.1). Встречное падение этих надвигов и сопряжение их в единую зону на глубоких горизонтах замковой части антиклинали обусловило блокирование и повышенную проницаемость ее свода [67, 112].

Несмотря на сложную тектоническую обстановку, структурную неоднородность и разнообразие литологического состава пород, слагающих антиклиналь, распределение гидротермальной минерализации в пространстве проявилось довольно четко. В пределах НРП устанавливается вертикальная и горизонтальная (асимметричная) зональность оруденения со сменой низкотемпературных ассоциаций (с киноварью) более высокотемпературными (с арсенопиритом и антимонитом) сверху вниз и с запада на восток [111, 112]. Выделяемые на рудном поле так называемые "морфогенетические" типы рудных тел пространственно разобщены и подчинены зональному распределению как по горизонтали, так и по вертикали: надвиговой, жильный тип оруденения характерен для верхних зон западных флангов рудного поля, а внутрисласто-вый - для восточных и более глубоких его частей.

Оруденение НРП локализуется в толще полифациальных терригенных речных и озерно-болотных отложений среднекаменноугольного возраста, представленных ритмично чередующимися пачками песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями карбонатных пород и угля. Перечисленные породы по-разному восприимчивы к процессам гидротермального минералообразования. Наиболее подвержены изменениям средне- и крупнозернистые аллювиальные песчаники, мощные (до 80 м) пачки которых выделяются в разрезе рудного поля как "продуктивные" (снизу вверх: веровские, бормутские, чегарник-

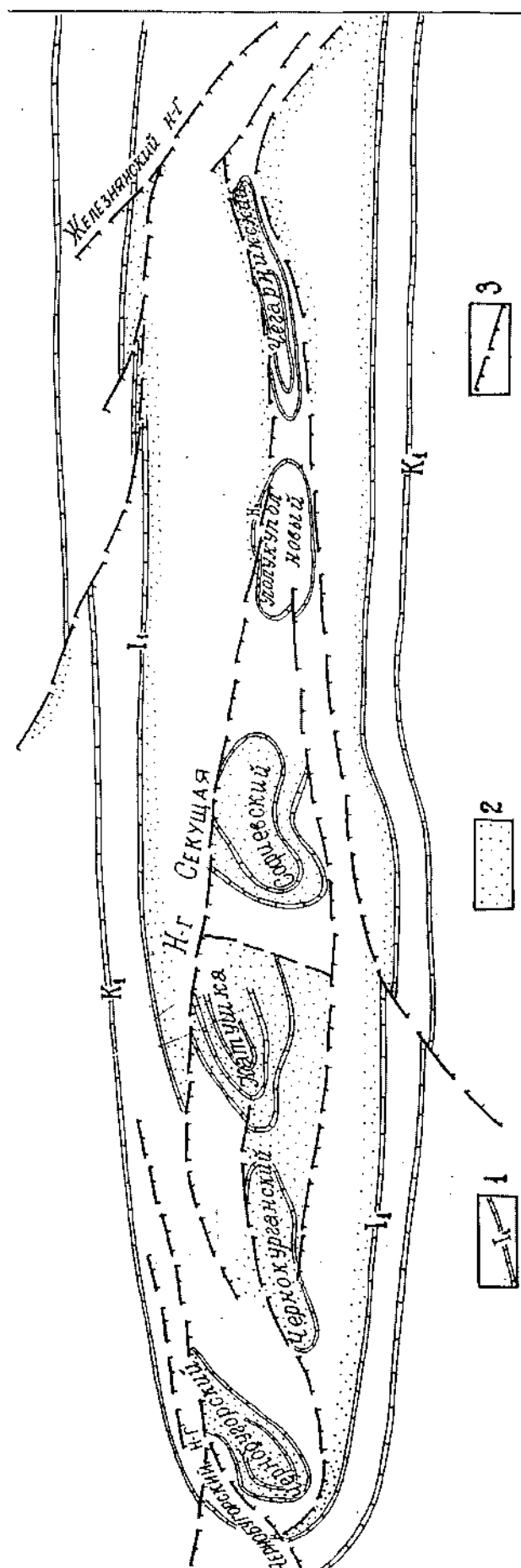


Рис. 4.1. Схема Никитовского рудного поля (по Н.Я. Ольховскому, С.И. Кирикилице и др.)
1 – песчаники, 2 – известняки, 3 – разрывные нарушения

ские, софиевские, чернокурганские, плитчатые и кладбищенские песчаники). Из-за пестроты литологического состава и различной степени тектонической нарушенности пород как само оруденение, так и ореолы окolorудных гидротермальных изменений, имеют сложные контуры [132].

Пространственная зональность ореолов гидротермалитов проявляется в последовательной смене процессов окварцевания, характерных для внутренних зон, диккитизацией (в верхних частях разреза) или донбасситизацией (на глубине). Далее к периферии, через зоны гидрослюдизации, осуществляется переход к гидротермально неизменным песчаникам с карбонатно-каолиновым цементом. Таким образом, здесь фиксируются две, смещенные относительно друг друга по глубине, метасоматические фации: донбасситовая (нижняя) и диккитовая (верхняя).

По вопросу пространственной и генетической связи ртутного оруденения с тем или иным типом метасоматитов на НРП мнения разноречивы [67, 112, 218, 299]. Однако состав, строение, взаимоотношения фаций и положение в них оруденения позволяют заключить, что гидротермалиты НРП сформированы в рамках единого цикла гидротермальной деятельности, одновременно с процессом образования рудной минерализации [132].

Важную роль в распределении гидротермалитов и оруденения играла позиция массива вмещающих пород относительно канала поступления растворов в геологическое пространство рудного поля. Последний находился на восточном фланге НРП (предположительно, в зоне Горловского тектонического узла) и играл роль рудоподводящего [111, 112]. Асимметрия, наблюдающаяся в локализации продуктов гидротермальной деятельности относительно этого канала, может объясняться его наклонным положением с крутым падением на запад. Масштабы, интенсивность и степень проявленности гидротермалитов явились, кроме того, функцией ряда факторов, в том числе и различной проницаемости отдельных участков геологического пространства. Проницаемость определялась положением и характером дизъюнктивных (прямой дренаж) и пликативных (концентрация потока к оси антиклинали) форм тектоники, а также литологическим составом пород, образующим целую систему каналов циркуляции гидротермальных растворов. В пределах рудного поля одни из этих каналов служили рудораспределяющими, а другие – рудолокализирующими [132].

Исследователями, изучавшими НРП [25, 36, 77, 111, 112, 132, 146, 196, 215, 218, 239, 254 и др.], высказывались различные взгляды на механизм образования ртутных руд. К настоящему времени сформировались две гипотезы генезиса ртутного оруденения Никитовки: осадочно-метаморфогенная и гидротермальная. Согласно первой ртуть сингенетично накапливалась в осадочной толще, а затем в периоды тектонической активизации мобилизовывалась и выносилась из пород восходящими метаморфогенными растворами и инфильтрационными водами с последующей аккумуляцией в осадочной толще [96]. Однако зональность и наложенный, высокотемпературный характер минералообразования, а также вертикальный размах оруденения и метасоматитов свидетельствует не в пользу этой гипотезы [254].

Более убедительной является гипотеза о гидротермальном генезисе ртутного оруденения НРП. Единого мнения об источниках гидротерм не существует. Традиционной является точка зрения о связи гидротермального оруденения с тектономагматической активизацией Донбасса [22]. Однако отсутствие на доступных наблюдению глубинах и в радиусе 40-60 км от НРП интрузивных магматических тел вызывает в последнее время существенную критику этих взглядов [28, 67, 218, 254]. Предположение о ювенильном источнике ртути содержащих растворов основано на изотопных данных и анализе термодинамической обстановки рудоотложения [132, 212, 218]. Оно допускает участие в рудообразовании определенной доли погребенных морских и инфильтрационных вод и согласуется со схемой геологического строения Донбасса. Такой подход к проблеме наиболее соответствует объективным представлениям об источниках рудогенерирующих ртутоносных растворов.

Формирование основных черт структуры рудного поля закончилось в дорудный, пермский период. Ко времени складкообразования относятся устанавливаемые в породах Горловской антиклинали преобразования минерального состава пород (связанные с их уплотнением и деформацией), заключающиеся в дегидратации и перекристаллизации карбонатов. Существенную роль в этих процессах, относящихся к катагенетическим [155], играли седиментогенные растворы. Мобилизованные из палеозойских пород, они устремлялись из областей высоких давлений в области разгрузки, находящиеся в осевых частях антиклинальных структур. Эти растворы не были высокотемпературными и, судя по воздействию на породы, отличались слабокислой реакцией (рН 5,0-6,5). Перемещаясь по системе трещин в породах и вдоль пластовых

коллекторов, они вызывали окварцевание (регенерационные каймы на зернах кварца в песчаниках), перекристаллизацию карбонатов, метасоматические преобразования глинистого цемента в каолинит, а на отдельных участках - пиритизацию. Минеральные равновесия в породах на этом этапе определялись установившимися термодинамическими параметрами, которые в контурах НРП мало отличались от таковых окружающего геологического пространства (рис. 4.2). Метасоматические преобразования на догидротермальном этапе способствовали повышению хрупкости и трещиноватости пород, особенно в сводовой части Горловской антиклинали. Тем самым были подготовлены каналы для поступления гидротермальных растворов на этапе рудогенеза. Вся сумма тектонических движений в этот период привела к активизации зоны Центрально-Донецкого глубинного разлома. Активизация сопровождалась подновлением и раскрытием сложной системы сформировавшихся ранее разрывных нарушений Горловской антиклинали, что, в свою очередь, обусловило формирование "ослабленной зоны" [112], по которой к поверхности устремлялись потоки эндогенных флюидов. Внедряясь в многокилометровую толщу сложно дислоцированных пород карбона, они сформировали гидротермальную систему, одна из ветвей которой достигла современного пространства Никитовского рудного поля.

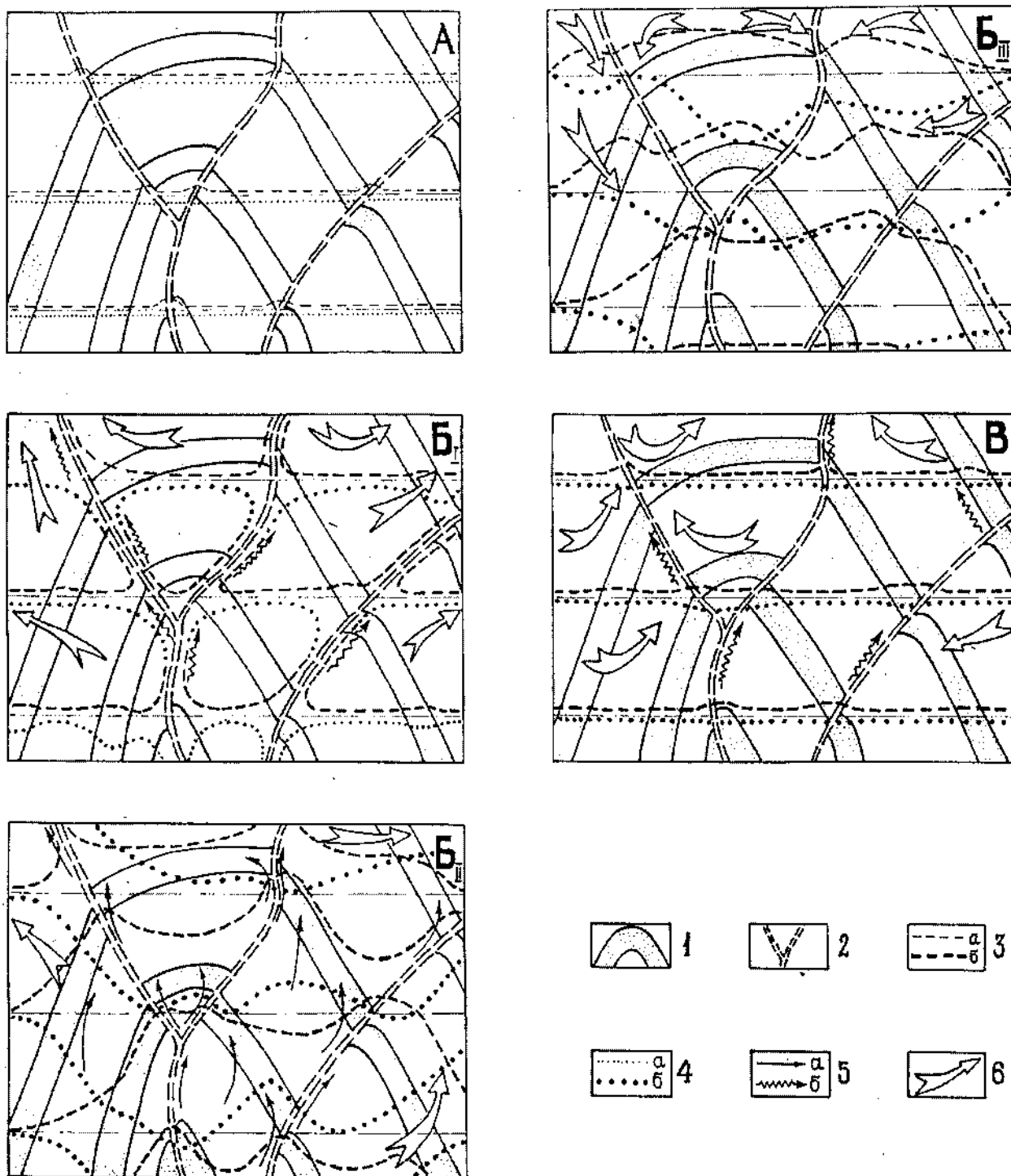
В деятельности гидротермальных систем обычно выделяется три стадии: 1) прогрессивная, нестационарная – соответствующая зарождению и разогреву системы; 2) квазистационарная – соответствующая режиму, практически, постоянного распределения энергетических потенциалов; 3) регрессивная, нестационарная – постепенного затухания гидротермального процесса [79, 253 и др.].

На ранней стадии деятельности гидротермальной системы эндогенные флюиды, смешанные с дегидратационными водами вмещающих пород, заполнили раздробленную зону Горловского тектонического узла, образовав резервуар термальных напорных растворов. Разгрузка их происходила как вдоль оси Горловской антиклинали, так и по серии продольных надвигов, выполняющих функцию рудораспределяющих структур (надвиги Секущий, Софиевский, Осевой и др.). Расположение надвигов относительно канала поступления растворов оказало решающее влияние на распределение гидротермальной минерализации. Так, в направлении от Железнянского купола (на востоке) к Чернобугорскому (на западе) наблюдается смена состава и ассоциации рудных и нерудных минералов. В этом же направлении устанавливается изме-

нение преобладающих типов рудных тел [111], а также положение и контрастность перехода фаций диккитсодержащих и донбасситсодержащих пород. Закономерное погружение этой границы и снижение ее контрастности к западу отражает удаленность от очага разгрузки гидротерм, что проявилось в изменении величин температурных градиентов и напоров растворов.

Известно, что термодинамические и физико-химические параметры гидротермальной системы играют основную роль в процессах минералообразования. Вследствие изменения этих параметров на одних участках системы могут происходить процессы растворения вещества пород и мобилизация их компонентов в растворы, а на других возникают зоны пересыщения, где растворенные вещества выпадают в твердую фазу [79, 203]. Такие зоны представляют собой геохимические барьеры – ограниченно подвижные (в нестационарном режиме) или фиксированные (в стационарном режиме) в пространстве участки системы, на которых осуществляется отложение гидротермальных минералов. Из большого числа причин, вызывающих образование барьеров, в гидротермальной системе НРП наибольшее значение имели: а) глубинное "вскипание" поднимающегося к поверхности флюида, происходящее там, где его давление превысит геостатическое давление в системе; б) резкие перепады температур; в) изменение рН, Eh и химического состава флюида при смешении его с холодными кислородсодержащими водами; г) активные реакции с некоторыми породами (минералами), нарушающие химическое равновесие флюида (углистое вещество, сульфиды, карбонаты и др.). Вследствие поликомпонентности состава растворов и их пульсирующего поступления геохимические барьеры для различных фаз были разобщены в пространстве. Это привело к образованию в контурах рудного поля наблюдаемой ныне минералогической и геохимической зональности. Контрастность и устойчивость барьеров определяла степень проявленности, пространственное положение и состав гидротермального минералообразования.

Для изотопов сульфидной серы в сформировавших НРП минералах рудной стадии, характерно относительное однообразие значений, большинство из которых соответствует метеоритному стандарту ($\delta^{34}\text{S}$ от +2,2 до -4,6 ‰). Это указывает на мантийное происхождение серы. В то же время, среди изотопов серы сульфидных минералов из вмещающих пород палеозойского возраста преобладает легкий изотоп $\delta^{34}\text{S}$ (от -6,2 до -24,1‰), свидетельствующий об осадочном генезисе элемента [212, 212]. Встречающиеся промежуточные значения изотопного состава



Этапы эволюции гидротермальной системы: А-догидротермальный; Б(БII-БIV)-гидротермальный (стадии: I-прогрессивная, II-квазистационарная, III-регрессивная); В-постгидротермальный

Условные обозначения:

1-пласты трещиноватых песчаников; 2-зоны тектонических флюидоконтролирующих нарушений; 3-ИЗОТЕРМЫ: а) в догидротермальный и б) в гидротермальный и постгидротермальный этапы; 4-ИЗОБАРЫ: а) в догидротермальный и б) в гидротермальный и постгидротермальный этапы; 5-НАПРАВЛЕНИЕ ПОТОКОВ ГИДРОТЕРМ: а) устойчивых, б) пульсирующих; 6-НАПРАВЛЕНИЕ ПОТОКОВ ВАДОЗНЫХ (ИНФИЛЬТРАЦИОННЫХ) ВОД

Рис. 4.2. Схема эволюции гидротермальной системы Никитовско-го рудного поля

ва серы сульфидов рудных залежей, а также данные изотопных определений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ [213], скорее всего, говорят об имевшем место смешении, в процессе рудогенеза, эндогенных ювенильных растворов с экзогенными вадозными водами. Таким образом, налицо полигенная природа рудообразующих растворов. Источником вещества в них являлась не только мантия, но и породы земной коры, а также присутствующие в них природные воды. Исходя из этого вывода, рассмотрим гидродинамические и гидрогеохимические особенности формирования и развития гидротермальной системы НРП.

Активная гидротермальная деятельность, с которой связано образование ртутно-сурьмяного оруденения, была оторвана во времени от этапа складчатости [28, 67, 112, 209, 254]. Она происходила гораздо позже и, скорее всего, была вызвана мезо-кайнозойской тектонической активизацией. После заальского тектогенеза, на протяжении около 60-80 млн. лет, в глубинной части "ослабленной зоны" Горловского тектонического узла происходило накопление мантийных флюидов, которые впоследствии являлись основным источником питания гидротермальной системы.

На начальной, прогрессивной стадии деятельности гидротермальной системы, вслед за первыми импульсами тектонической активизации по обновленным и вновь возникшим разрывам в геологическое пространство НРП устремились потоки ювенильных флюидов, отличающихся высокой плотностью. Из-за неустойчивости геохимических барьеров, образовавшихся при их взаимодействии с дегидратационными водами вмещающих пород, гидротермальное минералообразование носило дискретный характер. По мере прогрева пород и выравнивания режима деятельности системы возникло равновесие флюидов с окружающей средой. В эту стадию фронт прогретых до 210-290 °C растворов, поступавших под давлением 210-240 атм. [115, 218], оттеснил на фланги гидротермальной системы метеорные воды, заполнявшие трещинные коллекторы рудоподводящих каналов. В контурах НРП произошло нарушение установившегося на догидротермальном этапе распределения термодинамических параметров. Это графически выражается в воздымании изотерм вблизи каналов циркуляции высокотемпературных флюидов и погружении изобат за счет локальной разрядки давлений (напоров) растворов в зонах открытых трещин (рис. 4.2). Именно противоположное по знаку изменение указанных параметров смогло стать причиной начавшихся преобразований минералов, степень

которых прямо пропорциональна уровню гидродинамической раскрытости всей гидротермальной системы.

Следующая, квазистационарная стадия, протекающая в условиях пульсационного режима и максимального напора флюидного потока, сыграла основную роль в формировании, наблюдаемой в настоящее время, рудной минерализации НРП. Судя по продуктивности и четко проявившейся минералогической зональности, она была наиболее продолжительной, что вполне согласуется с данными по ряду других гидротермальных систем [79]. На этой стадии отмечалось наибольшее продвижение к земной поверхности фронта гидротерм и относительное выравнивание в пределах рудного поля значений термодинамических параметров (рис. 4.2). Тем не менее высоконапорный характер флюидного потока и отсутствие ранее вытесненных вадозных вод отрицательно сказывались на образовании в "ослабленной" зоне стабильных геохимических барьеров, определяющих рудоотложение. Значительно большую роль на этой стадии рудогенеза играли надвиги и крутопадающие пласты песчаников среднего и, отчасти, верхнего карбона. В совокупности они образовали в верхней части гидротермальной системы густую сеть каналов, связанную на глубине до 1-3 км с главным рудоподводящим разломом - "ослабленной" зоной. За счет поровой диффузии и инфильтрации гидротермальных растворов в трещиноватые мелко- и среднезернистые песчаники, суммарное сечение флюидного потока увеличилось. Это повлекло локальное уменьшение скоростей его фильтрации, понижение давления и температуры. При падении гидравлического напора рудообразующих гидротерм до 160-129 атм и понижении температуры до 150-105 °С [218], возникли условия, при которых в непосредственной близости к брекчиированным зонам надвигов (Секущая, Чернобугорский, Софиевский и др.) стало возможным взаимодействие их с вадозными водами. В результате образовались многочисленные геохимические барьеры, обусловившие массовое рудоотложение.

Особенности перемещения фронтального потока рудообразующих растворов на квазистационарной стадии могут быть проиллюстрированы с использованием в качестве основы гидродинамической сетки, полученной в результате моделирования методом электрогидродинамических аналогий [65]. Граничными условиями при ее построении являлись параметры гидродинамического давления (p) растворов -100 % в нижней части гидротермальной системы и 0% - на земной поверхности (рис. 4.3).

Восходящая разгрузка фильтрационного потока гидротерм контролируется разрывными структурами различных порядков и находится в тесной гидродинамической взаимосвязи с растворами, циркулирующими в трещиноватых вмещающих породах. Эта взаимосвязь выражается в явлениях гидродинамического стягивания растворов из вмещающих пород в контролирующие структуры, и наоборот - растекания растворов из этих структур во вмещающие породы [65]. В зависимости от направленности указанных процессов, гидродинамическая роль раствороконтролирующих структур может быть различной и они могут выполнять как подводящую, так и дренирующую роль.

В глубинных слоях земной коры, где вмещающие породы отличаются высокой степенью консолидации, ювенильные растворы под воздействием геостатического давления и периодически возникающих геодинамических напряжений, поднимаются по разломным структурам к поверхности. К этим же структурам из окружающего геологического пространства устремляются и флюиды, образовавшиеся в литосфере. В этом случае раствороконтролирующие разломы выполняют функции дренирующих. Ближе к земной поверхности разломные структуры, как правило, разветвляются на более мелкие, а во вмещающих породах постепенно увеличиваются трещиноватость и пористость, что обуславливает растекание растворов по различным коллекторам. При этом раствороконтролирующие структуры играют роль подводящих.

Метасоматические изменения во вмещающих породах и характер гидротермальной минерализации НРП позволяет отнести рудообразующие растворы к сульфидно-карбонатно-хлоридному типу [198]. Преобладающими компонентами растворов этого типа служат ионы натрия и хлора при подчиненном значении гидрокарбонатного и сульфатного ионов. Растворы НРП отличались щелочной реакцией (рН 7,3-10,0 и более) и высокими концентрациями углекислоты (до 40-50%). Существенную роль в них, помимо ртути, играли цинк, мышьяк, сурьма, фтор, литий и бор, а также метан, кислород и азот [155].

Из указанных химических элементов, характерных как для гидротермальных минералов НРП, так и для разгружающихся там в настоящее время вод глубокого формирования, особый интерес представляет литий. Этот гипогенный элемент, входящий в состав специфического минерала ртутных месторождений Донбасса - донбассита, обнаруживает довольно тесную корреляционную связь ($r = +0,6$) со ртутью в водах, разгружающихся по контролирующим ртутное оруденение глубинным разломам. Пространственная связь ртути и лития в водах и

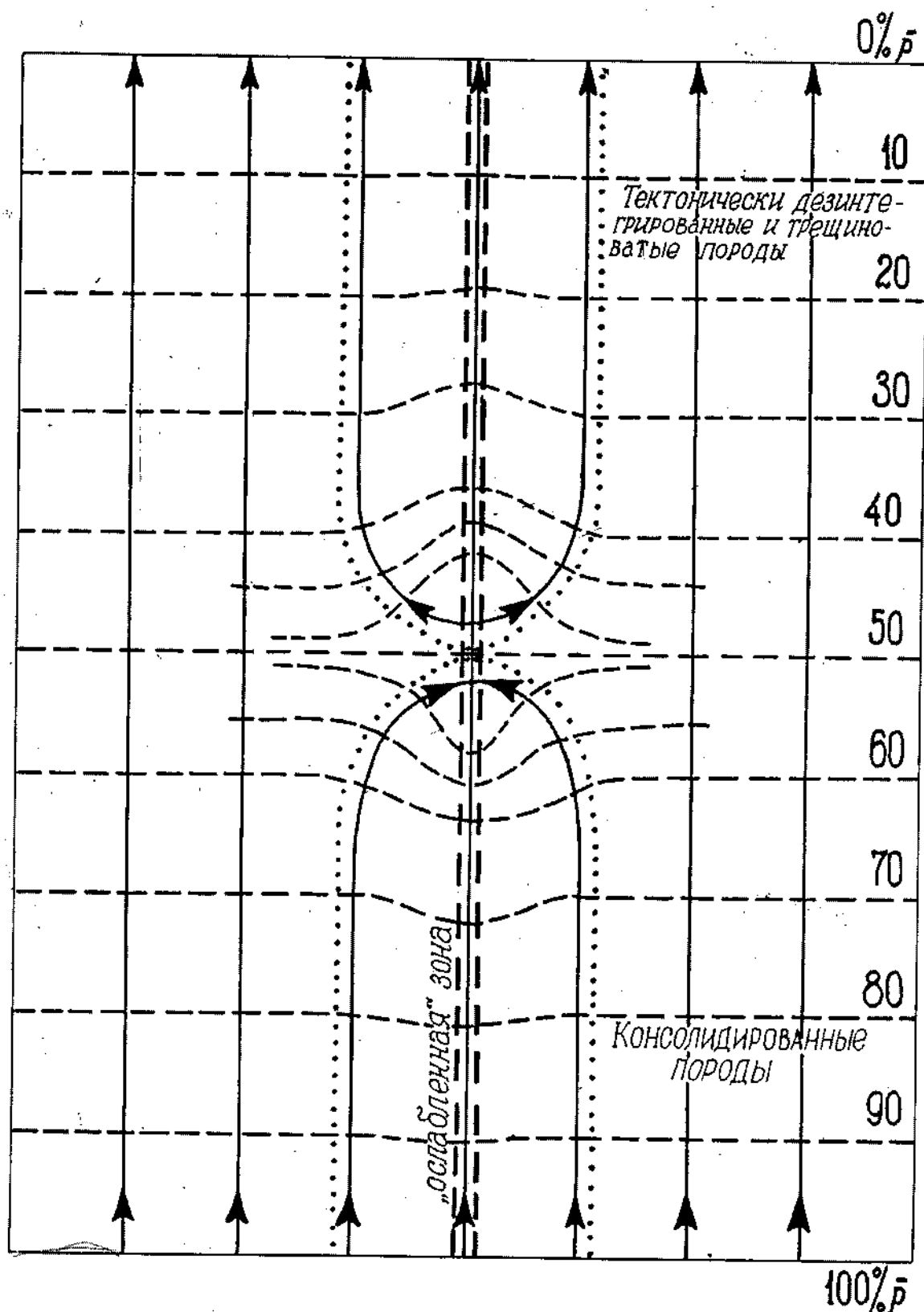


Рис. 4.3. Гидродинамическая схема восходящего потока гидротерм в «ослабленной» зоне Горловского тектонического узла (стрелками показаны возможные направления движения флюидов)

породах [132] свидетельствует об одновременности поступления этих элементов в гидротермальную систему. При этом не исключено, что миграция ртути в рудообразующих растворах осуществлялась в щелочно-сульфидных комплексах [11, 198, 209, 239], в которых роль щелочного адденда выполнял литий. При разложении этого комплекса в условиях уменьшения щелочности раствора происходило образование как киновари, так и донбассита [132].

В процессе рудогенеза при подъеме гидротерм к поверхности происходило резкое падение давления, сопровождающееся вскипанием гидротермального раствора и его дегазацией. Вскипание с последующим уплотнением и конденсацией паров (т.е. "паровой барьер", столь характерный для близповерхностных условий формирования НРП) непременно приводило к образованию растворов повышенной кислотности [209, 232]. В результате происходило интенсивное окварцевание вблизи дренирующих гидротермальную систему разрывов, вплоть до образования монокварцевых зон. Вследствие изменения кислотно-щелочных свойств растворов была образована и зональность околорудных гидротермалитов - щелочным растворам соответствует зона донбасситизации, а кислым - зона диккитизации. Таким образом, на квазистационарной стадии по мере продвижения гидротермальных растворов к поверхности и их охлаждения щелочные хлоридные углекислые флюиды резко меняли свою реакцию на кислую, достигая определенного минимума значений pH (5-7), на котором происходил "сброс" минерального вещества [132, 189].

Эволюцию гидротермальной системы в процессе движения растворов по рудораспределяющим и рудолокализирующим структурам НРП на квазистационарной стадии отражает зональность минералообразования, которая выражается в смене снизу вверх и с востока на запад высокотемпературных барьеров более низкотемпературными. В этих же направлениях происходит закономерное уменьшение контрастности границы между донбасситсодержащими и диккитовыми ассоциациями метасоматитов, которое фиксирует существовавший между ними устойчивый щелочно-кислотный барьер. На этом барьере разрушались и осаждались щелочно-сульфидные (с литием) комплексы ртути, а также сурьма и мышьяк [209], что сопровождалось осаждением киновари, антимонита, арсенопирита и фиксацией лития в донбассите.

В центральной части рудного поля интенсивность этих процессов достигла максимума. Отложение руд происходило здесь по всему фронту системы - как вдоль каналов инфильтрационного, так и по зо-

нам диффузионного перемещения растворов (по межзерновым и межсроевым пространствам). В "софиевских" и "чегарникских" песчаниках формируются пластовые, а в зонах разрывов - секущие жильные и сложные рудные тела различных структурно-морфологических типов.

В западной части рудного поля, наиболее удаленной от основного рудоподводящего канала, где циркуляция частично остывших и потерявших напор гидротерм происходила путем инфильтрации, зона "барьерообразования" теряла контрастность. Поэтому ртутная минерализация локализуется в узких участках гидротермалитов брекчированных надвигов (Секущего, Нежданного, Чернобугорского и др.), что определялось свободной циркуляцией рудогенерирующих растворов лишь по наиболее гидродинамически открытым каналам, где могли возникать контрастные и устойчивые геохимические барьеры. Растворы, прошедшие длительный путь (5-7 км) от канала их поступления, в значительной мере охлажденные и сбросившие на различных барьерах большую часть растворенного вещества, смогли донести к западному замыканию Горловской антиклинали лишь наиболее подвижные комплексы ртути. Этим и объясняется столь узкая, существенно киноварная, специализация оруденения, развитого в этой части рудного поля [132].

Заключительная, регрессивная стадия деятельности гидротермальной системы протекала на фоне общего падения гидравлического напора растворов. Она характеризовалась режимом постоянного изменения термобарических параметров гидротерм, что графически иллюстрируется погружением изотерм и изобат в зонах тектонических разрывов (рис. 4.2). Такая картина объясняется затуханием тектонической активизации и отступлением колонны гидротермальных растворов вглубь, к очагу ее глубинной генерации. В результате порово-трещинное пространство, освободившееся от гидротермальных растворов, стало заполняться ранее вытесненными на периферию гидротермальной системы вадозными водами. Перемещение вод вслед за отступающим фронтом гидротерм обусловило смещение вниз (вдоль каналов фильтрации растворов) части геохимических барьеров. Следствием этого являются почти повсеместно встречающиеся факты телекопирования интенсивных и широких ореолов диккитизации на контуры фации донбассита, вплоть до полного псевдоморфного замещения последнего "послерудным" диккитом [321]. Эти процессы развивались, преимущественно, в верхней части геологического разреза, по открытым или подновленным фильтрационным каналам (карьеры "Запад-

ное замыкание", "Полукупол Новый", "Чегарникский"). Ореолы диккитизации имеют тенденцию к сужению на глубину и, рассекая зоны донбассита, распространяются в виде узких "шлейфов" вдоль участков тектонической трещиноватости, неся в себе прожилковую кварц-диккитовую минерализацию с пиритом, а иногда и с реликтовой киноварью. В пределах изученной части разреза рудоносность регрессивного этапа развития системы не могла быть значительной по ряду причин, в том числе из-за смещения на глубину и разобщения геохимических барьеров. При этом область отложения рудных минералов должна была рассредоточиться вдоль каналов отступления колонны гидротерм. Этот этап деятельности системы отразился в основном на взаимоотношениях и распределении нерудных минералов (диккит-донбассит). В то же время, рудные минералы, сформировавшиеся в квазистационарную стадию, оказавшись в зоне действия более кислых, чем рудообразующие, растворов, не подверглись изменениям. Поэтому они и встречаются в контурах диккитовых (аподонбасситовых) пород в несвойственных им по генезису ассоциациях [132].

Угасающая во времени активность гидротермальной системы выражалась в уменьшении интенсивности минералообразования и в смене собственно гидротермальных ассоциаций минералов низкотемпературной минерализацией трещин (представленной дипирамидальным кварцем, диккитом, пиритом и марказитом), а затем - типичной гипергенной, прогрессирующей по мере денудации структуры НРП.

В связи с увеличением роли инфильтрационных (вадозных) вод на регрессивной стадии развития гидротермальной системы, на некоторых участках разрывных нарушений развивается линейно вытянутая кора выветривания с типичным для окисляющихся сульфидных месторождений профилем. Она характеризуется наличием гипергенных гидроокислов железа, "порошковой" киновари и марказита. Зона выветривания смещается вниз по разрезу синхронно проявлению современной тектоники и связанной с нею эрозионно-денудационной деятельности [132].

Несмотря на постоянное снижение энергетического уровня гидротермальной системы НРП в течение всего альпийского тектонического этапа, следы ее активности проявляются вплоть до настоящего времени. Признаками этого служат неотектонические подвижки в геологических структурах рудного поля, аномально высокий тепловой поток, спонтанное выделение газов, высокие уровни вод глубокого формирования [126, 285, 299]. Все это свидетельствует об импульсах активности гидротермальной системы и позволяет выделить *постгидро-*

термальный этап эволюции гидротермальной системы НРП. Этот этап протекает на фоне неотектонической активизации Горловской антиклинали, выражающейся в воздымании в настоящее время расположенных на ее своде рудоносных купольных структур со скоростью до 4-5 мм в год [299]. В пределах этих структур фиксируется и высокая напряженность геотермического поля, которая на глубине 1000 м характеризуется температурой пород 40-50 °С при фоновом значении 25-30 °С [126]. С геотермическими аномалиями пространственно совпадают активные очаги разгрузки напорных вод, формирующихся на больших глубинах (свыше 800-1000 м) [285]. Это щелочные (рН 7,8-9,2) гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые, хлоридно-натриевые или хлоридно-сульфатно-натриевые воды с минерализацией 4-16 г/л. В пределах НРП они встречаются на небольшой глубине (50-100 м) на фоне слабонапорных маломинерализованных (1-2 г/л) нейтральных или слабощелочных (рН 6,8-7,4) гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевых вод. Иногда они разгружаются в источниках, располагающихся на водоразделах и в фонтанирующих скважинах, что в целом искажает нормальную гидрогеохимическую зональность, установившуюся в пределах района. В современных водах глубокого формирования отмечены повышенные концентрации (в мг/л): ртути - 0,01-0,05; бора - 2,6-4,8; фтора - 2,0-9,0; мышьяка - 0,02-0,05; лития - 0,2; рубидия - до 0,06; цезия - до 0,02. Для них характерно присутствие свободных и растворенных газов глубинного происхождения. Высокие содержания CO_2 (до 480 мг/л), в десятки раз превышающие фоновые, установлены по глубоким скважинам, пробуренным на своде Горловской антиклинали. Помимо углекислого газа, в очагах разгрузки вод глубокого формирования происходит интенсивное выделение метана, азота, водорода, гелия, паров ртути [285]. Это свидетельствует как об общности путей миграции, так, и, возможно, о генетической связи ртути с эндогенными газами.

Химический состав глубинных вод, разгружающихся в пределах НРП, сходен с составом современных гидротерм, отлагающих сульфиды ртути [198] и газовождких включений в гидротермальных минералах ртутных месторождений Донбасса [155]. Активная разгрузка вод глубокого формирования вызвана современной тектонической активизацией Центрально-Донецкого разлома, сопровождающейся разрядкой геодинамических напряжений в породах Горловской антиклинали. На основании приведенных фактов в эволюции гидротермальной системы НРП выделяются три этапа - догидротермальный, гидротер-

мальный и постгидротермальный (рис. 4.2). Они отражают ее зарождение, рудобразующую деятельность и современное развитие.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что тектонически активизированные древние очаги разгрузки гидротермальных растворов проявляются в виде современных геотермических, гидрогазодинамических и гидрогеохимических аномалий. Это явление обусловлено, скорее всего, существованием долгоживущих геодинамически активных участков зоны Центрально-Донецкого глубинного разлома, на которых периодически возобновляются процессы конвективного тепломассопереноса.

Факты проявления гидротермального метасоматоза, рудогенеза, современной глубинной дегазации, поступления теплового потока и разгрузки вод глубокого формирования в пределах одних и той же участков Центрально-Донецкого разлома, в данном случае – НРП, свидетельствуют об относительно молодой, недавно "угасшей" стадии активного тепломассопереноса, продуктом которого является гидротермальная минерализация НРП в виде массива метасоматитов и рудных залежей.

О возрасте ртутно-сурьмяного оруденения Никитовского рудного поля

Купола на своде Горловской антиклинали, с которыми структурно связано ртутно-сурьмяное оруденение НРП, сложены трещиноватыми, в значительной мере размытыми кварцевыми песчаниками среднего карбона. Они обнажаются на дневной поверхности или с большим несогласием перекрываются кайнозойскими отложениями. Такое структурное положение рудовмещающих толщ не позволяет использовать для оценки возраста оруденения наиболее надежные, стратиграфические критерии [295].

Проблематичен и генезис рудообразующих растворов [67]. Полученные в последние годы изотопно-геохимические данные указывают на их смешанный, ювенильно-седиментогенно-инфильтрационный состав с преобладанием мантийной составляющей [67, 218, 255, 316].

Мощные фазы тектогенеза, проявившиеся в регионе начиная с позднегерцинского времени, неоднократно сопровождались внедрением гидротерм по зоне Центрально-Донецкого разлома. Об этом свидетельствует зональность гидротермальной минерализации на НРП [112, 316]. Поэтому нет оснований связывать время поступления термальных растворов, сформировавших ртутно-сурьмяное оруденение

Никитовки, исключительно с проявлением дайкового магматизма [22] или с абсолютным возрастом минералов из вмещающих, гидротермально измененных пород [67, 255, 316].

Поскольку ни стратиграфическое положение рудовмещающих толщ, ни природа гидротермальных растворов не дают ответа на вопрос о возрасте орудененая НРП, он является наиболее дискуссионным. Существуют три гипотезы, согласно которым его формирование обусловлено: а) андезит-трахиандезитовым магматизмом, время проявления которого датируется пфальцской фазой позднегерцинского орогенеза [22]; б) поступлением рудогенерирующих телетермальных постмагматических растворов на киммерийском тектоническом этапе [67, 255, 316]; в) разгрузкой ювенильных растворов по зоне Центрально-Донецкого разлома в ларамийскую фазу альпийского тектогенеза [28, 85, 217, 218]. Эти гипотезы, основанные на абсолютизации отдельных, имеющих место в геологической истории Донбасса событиях, легко уязвимы для критики. Для проверки и обоснования какой-либо из них автором произведены расчеты возраста оруденения, исходными данными для которых послужили: термодинамическая обстановка рудоотложения, верхняя палеограница и вертикальный размах образования руд, современное пространственное положение рудоносных горизонтов и величина эрозионного среза Главной антиклинали [295]. Расчеты основаны на приведенной ниже логической схеме.

Начиная с заальской фазы герцинского тектогенеза (P_2), проявившейся около 250 млн. лет назад, происходило воздымание палеозойского выступа складчатого Донбасса, сопровождавшееся одновременным размывом его приподнятой части. К настоящему времени величина эрозионного среза достигает 5-6 км [25]. Исходя из этого, правомерно предположить, что средняя скорость размыва сопоставима со средней величиной восходящих движений и составляет: $6 \cdot 10^6$ мм: $25 \cdot 10^7$ лет - $2 \cdot 10^{-2}$ мм в год (корректность такого расчета определяется Законом больших чисел).

Анализ условий образования газовой-жидких включений в гидротермальных минералах из НРП позволил определить термодинамическую обстановку рудоотложения: средняя температура образования киновари - $150-100^\circ\text{C}$, а давление - $160-120$ атм. Судя по установленному палеобарическому режиму, верхняя граница формирования руд находилась на глубине около 1000 м, а вертикальный размах ртутного оруденения при температурном градиенте 5° на 100 м оценивается, примерно, в 2000 м [67, 218, 255].

В современный период рудные тела НРП выведены на дневную поверхность. При этом, судя по палеоструктурной реконструкции продуктивных горизонтов ("софиевские" песчаники), около 200 м их разреза было денудировано. Следовательно, после завершения рудогенеза подъем Главной антиклинали составил:

$$1000 \text{ м} + 200 \text{ м} = 1200 \text{ м}, \text{ или } 12 \cdot 10^5 \text{ мм}$$

Отсюда, время, прошедшее с момента завершения формирования ртутно-сурьмяного оруденения, определяется как частное от деления суммарной величины подъема Главной антиклинали на среднюю скорость этого процесса: $12 \cdot 10^5 \text{ мм} : 2 \cdot 10^{-2} \text{ мм/год} = 6 \cdot 10^7 \text{ лет}$ (60 млн. лет), что соответствует ларамийской фазе альпийского тектонического этапа [295].

Таким образом, хотя произведенные расчеты и не являются бесспорными, они служат подтверждением гипотезы о молодом, послемеловом возрасте ртутно-сурьмяного оруденения Никитовского рудного поля. Данный вывод подкрепляется, в частности, обнаружением не только высоких концентраций ртути - до $350-750 \cdot 10^{-6}$, но и мелкодисперсных кристаллов киновари в неогеновых известковых глинах и суглинках, которые сохранились в пределах Славянского ртутно-полиметаллического рудопроявления, расположенного в 50-60 км северо-западнее НРП [145].

Особенности разрушения ртутного оруденения

Разрушение ртутных, как и других минералов, происходит главным образом за счет взаимодействия с природными водами. Эта проблема рассматривалась в трудах многих ученых [11, 75, 76, 251, 327, 346, 355, 366 и др.]. Однако ей уделялось значительно меньше внимания, чем процессам формирования ртутных месторождений.

Разрушение ртутных залежей природными водами происходит очень медленно, поскольку основной рудный минерал - киноварь (HgS) отличается устойчивостью в различных средах. Труднорастворимой является и самородная ртуть.

Наиболее интенсивные процессы разрушения ртутных минералов происходят, по-видимому, в глубинных слоях земной коры. Здесь, в условиях высоких температур и давлений, летучесть ртути возрастает, а подземные воды отличаются химической агрессивностью. Это обуславливается не только их кислотно-щелочной реакцией (от сильно кислых с pH 1,5-2,0 до сильно щелочных с pH от 11 до 12), но и присутствием эндогенных газов (в частности, водорода и углекислоты), которые спо-

способствуют протеканию химических реакций выщелачивания и растворения ртутных минералов. Справедливость этого предположения подтверждается и результатами экспериментальных исследований [209, 271, 344, 355]. Однако, такие экспериментально моделируемые процессы интенсивного разрушения ртутных руд в условиях Донецкого прогиба могут протекать лишь на глубинах, значительно превышающих интервал современного залегания ртутно-сурьмяного оруденения НРП. Поэтому здесь эндогенные факторы не оказывают большого влияния на разрушение ртутных залежей. Лишь в пределах долгоживущих очагов разгрузки геохимически аномальных глубинных вод, расположенных в зонах рудоконтролирующих разломов, интенсивность разрушения ртутных руд заметно увеличивается. На этих участках происходит морфологическое изменение и замещение ртутных минералов, которое приводит к разрушению и видоизменению рудных тел. Такие явления наблюдались автором на участке "Полукупол Новый" НРП.

В гипергенных условиях разрушение ртутных минералов наиболее интенсивно протекает в зоне окисления. Но даже здесь изменения в их структуре вероятны лишь при наличии целого ряда благоприятных факторов, которые, прежде всего, включают условия залегания рудных тел и характер контактирующих с ними природных вод. При этом в системе "порода-вода" происходят процессы как механического, так и физико-химического разрушения киновари.

Среди публикаций, посвященных геохимии ртути в гипергенных условиях, следует выделить монографию [240], в которой на основании анализа имеющихся данных и экспериментальных исследований охарактеризовано поведение киновари в зоне окисления.

Разрушение ртутных минералов в зоне гипергенеза определяется целым рядом факторов, среди которых по В.З. Фурсову (1985) наиболее важными являются: формы нахождения ртути в рудных телах; степень развития зоны окисления; наличие тектонических трещин; особенности динамики подземных вод; характер поверхностных рыхлых отложений.

Следует отметить, что помимо указанных факторов существенное, а во многих случаях и решающее значение в процессах выщелачивания и растворения ртутных минералов имеют геохимические особенности природных вод, контактирующих с рудными телами. Именно их геохимическим типом, микроэлементным и газовым составом, величиной минерализации, кислотно-щелочной реакцией и температурой определяются параметры существования системы "порода-вода", в которой

происходят различные преобразования минерального вещества горных пород.

Исходя из этого, рассмотрим некоторые особенности разрушения ртутно-сурьмяного оруденения в пределах НРП.

Наиболее подвержены разрушению легколетучие формы ртути, в частности, элементарная (самородная) ртуть, тенденция перехода в которую характерна для любых ее соединений в зоне окисления. На Никитовском месторождении основным и, практически, единственным рудным минералом ртути является труднорастворимый сульфид - киноварь (HgS). Растворимость ее в воде при нормальных условиях равна $3 \cdot 10^{-53}$ мг/л [240]. Поэтому под влиянием процессов окисления разрушение минерала протекает поэтапно, в несколько стадий [358]. На первой стадии нарушаются связи в кристаллической решетке киновари, а на последующих - происходит окисление ее до растворимого в воде сульфата ртути (Hg_2SO_4) и перевод в ионную форму. Эти реакции сопровождаются выделением тепла, сорбцией ионов и коллоидов ртути различными (часто - железистыми) минералами и гумусом, а также процессами изоморфизма ртути с химическими элементами, имеющими близкие ионные радиусы. В частности, широко известно явление изоморфизма бария и ртути, ионные радиусы которых равны 1,43 Å. В результате содержание ртути в баритах достигает 0,51 % [250]. А.Ф. Горовой (1987) отмечает, что на НРП практически повсеместно установлено разъедание киновари диккитом, которое протекало с различной интенсивностью и привело к образованию корродированных зерен минерала [85]. На участках наибольшего развития процессов замещения нередко отмечается и самое значительное выветривание рудных минералов. Последнее зависит в основном от степени развития зоны окисления, которая на НРП контролируется тектонической и экзогенной трещиноватостью в породах карбона и обычно не превышает глубины 100-120 м. При этом ведущую роль играют тектонические трещины, которые служат основными каналами циркуляции водных растворов и газов. О глубине развития и особенностях зоны окисления на НРП можно судить по результатам ее изучения на одном из месторождений - Железнянском. Здесь, в зависимости от глубины расположения рудоносных песчаников софиевской толщи ($h_1\text{Sh}_3$) от дневной поверхности микроскопически и химически удалось проследить состояние магнезидеритового цемента. Так, до глубины 50 м встречается исключительно железистый цемент, образовавшийся за счет окисления Fe-Mg карбонатов. В интервале глубин 50-70 м присутствует как железистый це-

мент, так и полуокисленный Fe-Mg карбонат. И только ниже, на глубине свыше 80-90 м, обнаружен неветрелый карбонатный цемент [84]. По данным химического анализа до глубины 53 м окись железа (Fe^{3+}) в 10-15 раз преобладает над закисью (Fe^{2+}). В интервале 53-67 м количества железа обеих форм примерно равны. А глубже, на глубинах свыше 70-80 м железа в закисной форме в 20-30 раз больше, чем в окисной. Как свидетельствуют результаты анализа водных вытяжек из выветрелых софиевских песчаников, находящихся в зоне окисления, по величине рН (6,6-6,9) подземные воды этой зоны относятся к слабокислым и по концентрации ионов водорода соответствуют атмосферным осадкам.

Одним из важнейших факторов разрушения ртутного оруденения является динамика подземных вод. Чем выше скорость их движения, чем большие объемы воды вступают во взаимодействие с минералами, тем интенсивнее происходят процессы выщелачивания и растворения. В целом, для Горловской антиклинали характерно развитие горизонтов высоконапорных вод, в больших объемах циркулирующих в трещинных коллекторах. Поэтому переход ртути в подвижные, водорастворимые формы происходит постоянно. Однако, ввиду интенсивности водообмена ее концентрации в инфильтрационных водах редко превышают $1 \cdot 10^{-4}$ мг/л. В то же время, как показали результаты проведенных автором исследований, воды глубокого формирования содержат ртуть в концентрациях до $1-5 \cdot 10^{-2}$ мг/л. В настоящее время глубина дренирования подземных вод, вызванная разведкой и эксплуатацией месторождений НРП значительно возросла. Это повлекло резкое понижение пьезометрических уровней водоносных горизонтов карбона и уменьшение их участия в водообмене зоны гипергенеза. Основную роль в разрушении минералов ртути и сурьмы на современном этапе играют воды свободной инфильтрации, проникающие по трещинам к рудным телам. Но их количество не обеспечивает протекания процессов растворения и выщелачивания вещества в прежних объемах.

Наличие рыхлых четвертичных отложений мощностью 1-2 м, перекрывающих рудоносные толщи среднего карбона, также влияет на процессы разрушения оруденения. Они характеризуются повышенной пористостью и водообильностью, которые прямо пропорциональны удельным объемам воды, поступающим в околорудное пространство из зоны аэрации.

Все эти факторы в той или иной мере оказывают влияние на разрушение ртутных месторождений. Однако наиболее важным из них является геохимическая активность природных вод и содержащихся в них

газов, которые непосредственно участвуют в процессах растворения, замещения и переноса ртутных минералов.

Разрушение ртутных минералов происходит не только в аномальных кислой или щелочной средах, но и при обычных условиях. Экспериментальными исследованиями установлена возможность перехода ртути в раствор при взаимодействии киновари, металлической ртути и искусственной сернистой ртути с дистиллированной водой. При этом из навески минерала 0,5 г в течение 12 месяцев ртуть переходит в раствор в количествах до $n \cdot 10^{-4}$ мг/л [1]. Такие содержания вполне сопоставимы с фоновыми концентрациями ртути в подземных водах Донецкой ртутной провинции.

В зоне окисления, чаще всего образующейся в межтрещинных пространствах, разрушение киновари гораздо интенсивнее происходит в присутствии различных окислителей, среди которых основную роль играют кислород, перекись водорода и сульфат железа. Наиболее распространенный из них - кислород, присутствующий, практически, в водах всех горизонтов верхней части гидросферы, причём самые высокие его концентрации – в атмосферных осадках и поверхностных водах. Перекись водорода, поступающая в подземные воды из атмосферы, является еще более сильным окислителем. Ее воздействие в 20-30 раз увеличивает переход ртути в раствор. Кроме того, важным компонентом, способствующим переводу сульфида ртути в водорастворимый сульфат, является сульфат железа.

Процессы, происходящие в зоне гипергенеза под действием указанных окислителей имеют экспериментальное подтверждение. Так, опыты по окислению кислородом киновари, находящейся в циркулирующей воде, показали, что в течение 10-20 ч. в раствор перешло ртути на порядок больше ($1-2 \cdot 10^{-3} \%$), чем в водные вытяжки ($3-6 \cdot 10^{-4} \%$). При этом на поверхности образца киновари образовалась порошкообразная окись ртути. В случае воздействия на навеску киновари, разбавленной перекисью водорода, поступление ртути в раствор за 10-30 час достигло $1 \cdot 10^{-1} \%$. В этом случае также образуется окись ртути. Присутствие в водном растворе сульфатов железа играет важнейшую роль в окислении киновари до сульфата ртути. При этом переход ртути в раствор, по сравнению с водными вытяжками, возрастает в 10-15 раз [240].

Проверка роли бактерий *Thiobacillus ferrooxidans* в окислении киновари показала практическое отсутствие их влияния на этот процесс (Разенкова, Самойлова, 1975).

На основании геологических наблюдений и экспериментальных исследований можно сделать вывод о том, что наиболее существенные процессы окисления ртутно-сурьмяного оруденения НРП протекают до глубин 70-90 м. При этом разрушение рудных залежей водным раствором происходит под воздействием главным образом кислорода, перекиси водорода и сульфата железа, которые способствуют переводу устойчивого сульфида ртути в водорастворимые окисную и сульфатную формы.

В процессе разрушения ртутной минерализации на НРП и рудопроявлениях Центрального Донбасса за период последнего цикла водообмена в подземные воды постоянно поступала ртуть. Это привело к формированию регионального гидрогеохимического фона элемента, составляющего $n \cdot 10^{-4}$ мг/л. Что же касается концентраций, превышающих фоновые на 1-2 и более порядков, то происхождение их, скорее всего, связано как с разгрузкой глубинных ртутоносных флюидов, так и с техногенным загрязнением подземных вод.

4.1.2. Покрово-Киреевское месторождение флюорита

Большинство гидротермальных месторождений флюорита сформировалось на послескладчатом этапе развития палеозойских прогибов и геосинклиналей, в зонах сопряжения последних с жесткими выступами фундамента. Месторождения флюорита, расположенные на стыках разнородных геологических структур и связанные с киммерийской тектономагматической активизацией, широко представлены в Западной (Гарц, Тюрингия, Рудные горы, Судеты, Альпы), Центральной (Родопы) и Восточной (Донбасс) Европе. В Азии крупнейшие месторождения этого возраста находятся в Восточном Забайкалье, в Центральной (Бор-Ундур, Дзунцаган, Хар-Айраг, Ургэн) и Северо-Западной (Бэрх, Дэлгэрхан) Монголии, а также в Китае (провинция Чжецян). Мезозойские флюоритовые месторождения известны и во многих других регионах. Как правило, рудные тела залегают в палеозойских, реже - в мезозойских карбонатных и алюмосиликатных породах и перекрыты более молодыми образованиями. Поэтому оруденение носит скрытый характер.

Установленные закономерности в условиях локализации и времени образования флюоритового оруденения в различных геоструктурах, по-видимому, обусловлены тем, что в киммерийскую эпоху в результате однотипной дифференциации вещества астеносферы в планетарном масштабе высвободились значительные массы мантийного фтора. По

зонам наиболее глубоко заложённых краевых разломов фтор выносился гидротермальными растворами в верхние слои земной коры и отлагался главным образом на карбонатном геохимическом барьере.

Условия залегания и образования флюоритового оруденения

Покрово-Киреевское месторождение флюорита расположено на южном борту Донецкого палеозойского прогиба, в зоне его сочленения с докембрийским Украинским кристаллическим щитом (УКЩ). Оно образовалось на пересечении субширотного (краевого) Южно-Донецкого и субмеридионального Еланчик-Ровеньковского глубинных разломов, в грабене, заполненном нижнекаменноугольными известняками, глинисто-мергелистыми меловыми породами и рыхлыми отложениями неоген-четвертичного возраста (рис. 4.4).

Основное флюоритовое оруденение, сосредоточенное в визейских известняках, представлено тремя залежами. Самая крупная - Центральная – с поперечным сечением 70-180 м - протягивается на 250 м. Она падает на запад под углом 15-25°. В местах ее выхода на допалеозойскую поверхность флюоритовые руды выветрены и частично дезинтегрированы [154]. Обломки флюорита встречаются и в базальных слоях нижнего мела [316]. Месторождение является гидротермально-метасоматическим и представлено в основном карбонатно-флюоритовым типом минерализации. Во вмещающих оруденение нижнекаменноугольных породах помимо флюоритизации отчетливо наблюдаются другие гидротермальные изменения: кальцитизация, окварцевание и сульфидизация. Флюорит часто встречается в парагенезисе с кальцитом, кварцем, серицитом, пиритом, галенитом, халькопиритом, которые по отношению к флюориту являются более высокотемпературными.

Условиям образования флюоритового оруденения Покрово-Киреевского месторождения посвящены многочисленные работы [101, 109, 110, 216, 221, 273, 293 и др.]. Существуют различные представления о генезисе флюоритовой минерализации, но большинство исследователей считает, что решающую роль в этом сыграла постмагматическая гидротермальная деятельность [36, 109, 110, 154, 214, 216, 254, 273, 316].

Возраст флюоритового оруденения в Покрово-Киреево трактуется по-разному. Еще недавно полагали, что он составляет 250-230 млн. лет, и отвечает пфальцской фазе герцинского тектогенеза [154, 273]. По мере накопления новых геологических данных верхнюю границу Интру-

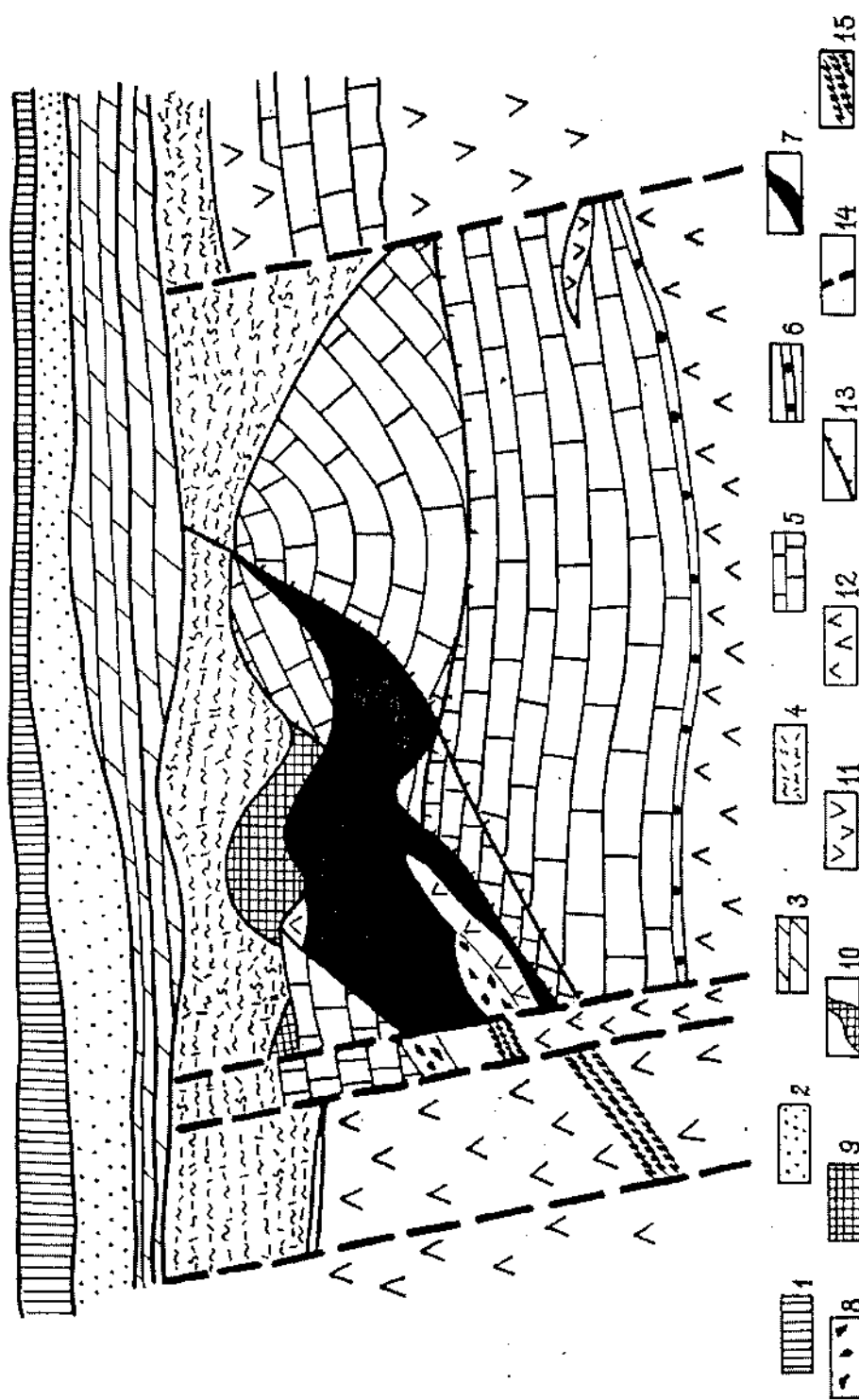


Рис. 4.4. Схематический разрез Покрово-Киреевского месторождения
(по А.И. Зарицкому и А.М. Стрёмовскому)

зивный магматизм вызвал дробление докембрийских и палеозойских толщ. Образовались каналы циркуляции постмагматических гидротерм. Температура (более 1500 °С) поднимавшегося основного магматического расплава обусловила вынос большей части содержащегося в нем фтора. Мощным тепловым потоком фтор был вынесен на фланги формировавшейся гидротермальной системы, где активно участвовал в метасоматических преобразованиях протерозойских кристаллических пород Приазовского комплекса.

В раннем карбоне в Донецком прогибе, превратившемся в результате опускания в морской бассейн, накапливались молассовые толщи. Со среднего карбона начались восходящие подвижки бортовых блоков структуры [66], что препятствовало накоплению полного разреза палеозойских отложений и обусловило их значительный размыв. К концу каменноугольного времени гидротермальная система Покрово-Киреевского грабена, по-видимому, была поднята над уровнем моря, а впоследствии денудирована, как и все донецкое складчатое сооружение. Проявление мощных фаз позднегерцинского тектогенеза - заальской (на границе ранней и поздней перми) и пфальцской (на рубеже перми и триаса) - вызвало не только резкий подъем Донецкого прогиба, но и складкообразование, сопровождавшееся щелочно-базальтовым магматизмом. С пфальцской фазой тектогенеза, вероятно, связано отторжение Покрово-Киреевского платформенного блока, который был выдвинут внутрь прогиба по Еланчик-Ровеньковскому разлому.

Растворы, поступавшие в процессе позднегерцинского интрузивного магматизма отличались высокими содержаниями фтора – до 1500г/т [56]. Однако "сквозные" сбросы и взбросы, разбившие гидротермальную систему, не обеспечивали условий для рудоотложения. В связи с эрозией, сопровождавшей подъем, эти нарушения обнажились и гидротермальная система стала "открытой". Возросли скорости фильтрации растворов и они, еще не успев охладиться до температур образования флюорита, выносились на поверхность, где в результате продолжавшейся денудации следы их деятельности были уничтожены [221].

Таким образом, герцинский тектонический (складчатый) этап развития региона вряд ли был определяющим в формировании Покрово-Киреевского месторождения флюорита. Это подтверждается обнаружением в керне скважин, пробуренных на всей площади рудного поля, флюоритизированной брекчии андезитов [273]. Внедрение последних связано с проявлением 250-235 млн. лет назад заключительной пфальцской фазы герцинской складчатости [36]. Следовательно, дезинтеграция

андезитов произошла позднее, в мезозое. Межбрекчиевое пространство служило впоследствии рудоподводящими и рудоконтролирующими каналами гидротермальной системы.

С мезозойского времени начался послескладчатый, платформенный этап развития Донецкого прогиба. Конец триаса - начало юры отвечает киммерийскому тектоническому циклу, включающему древне-киммерийскую, донецкую, батскую и новокиммерийскую фазы. Для территории, прилегающей к Покрово-Киреевскому рудному полю, наиболее существенной является батская фаза. С ней связано внедрение в 25-30 км севернее рудного поля даек лампрофиров миусского комплекса, абсолютный возраст пород которого отвечает 160 ± 12 млн. лет. Они прорывают палеозойские образования и часто залегают непосредственно под меловыми отложениями.

За время, прошедшее от позднегерцинского до киммерийского магматизма (около 80 млн. лет), гидротермальная система Покрово-Киреевского грабена успела охладиться. Постепенный разогрев ее, начавшийся, по-видимому, в донецкую фазу, достиг максимума в батскую и сохранялся вплоть до новокиммерийской (135-120 млн. лет назад) фазы.

После внедрения интрузий произошло сжатие вмещающих пород, а затем вытеснение термальных растворов в гидродинамически открытые дренажные каналы. Крупнейшим из них была зона Еланчик-Ровеньковского разлома, расширенная выдвинувшимся в палеозое блоком фундамента. По этой зоне минералообразующие растворы поступали в гидротермальную систему Покрово-Киреевского грабена. Циркулируя по каналам, сформировавшимся на герцинском этапе складчатости, растворы теряли энергию, становились менее подвижными и остывали до температур флюоритообразования – 180-120 °C [221].

Благоприятствовала рудоотложению трансгрессия мелового моря. Инфильтрация морских вод обусловила образование в зоне их контакта с фторсодержащими гидротермами стабильного температурного барьера, на котором происходило минералообразование. В то же время отлагавшиеся меловые осадки, частично закупорившие рудоподводящие каналы, сделали систему "полузакрытой", вследствие чего гидротермальные процессы протекали в более спокойном режиме.

Время образования магматогенного гидротермального оруденения обычно определяют по абсолютному возрасту интрузивных пород. При этом, что отмечается и для Покрово-Киреевского месторождения, не учитывается период охлаждения магмы и эндогенных флюидов до тем-

ператур минералообразования, хотя этот интервал времени может быть значительным. В монографии [65] со ссылкой на Дж. Егера (1959) приведены расчеты, согласно которым на расстоянии 5 км от интрузива поперечником 30 км охлаждение вмещающих пород с 400° до 100° происходит за 470 млн. лет. Не исключено, что и формирование гидротермальных флюоритовых залежей Покрово-Киреевского месторождения, связанное с внедрением небольших, но многочисленных интрузий, образовавших дайковое поле длиной 50 км и шириной 20 км, было "смещено" во времени вплоть до мелового периода.

Альпийский этап развития гидротермальной системы Покрово-Киреевского рудного поля начался проявлением на рубеже мела и палеогена ларамийской фазы тектогенеза. Она сопровождалась общим подъемом территории, регрессией моря, подвижками блоков земной коры по глубинным разломам и возобновлением гидротермальной деятельности.

Породы кристаллического фундамента, палеозоя и мела были разбиты множеством разрывов и трещин. Произошло дробление и ранее сформированных залежей флюорита. Позднее обломки флюоритовой руды были сцементированы гидротермальным молочно-белым кальцитом, отлагавшимся из низкотемпературных растворов, которые поднимались из мантийного генерирующего очага. С деятельностью этих растворов может быть связана и низкотемпературная (120-80 °C) генерация светлоокрашенного флюорита.

Таким образом, основная масса флюоритовых руд Покрово-Киреевского месторождения сформировалась на послескладчатом, киммерийском этапе тектогенеза. Этот вывод согласуется с предположением о преимущественном образовании гидротермальных рудных месторождений (в том числе флюоритовых) в результате тектономагматической активизации областей завершённой складчатости [65, 317].

Роль воды в выветривании флюоритовых руд

Выветривание вызывает глубокие структурные преобразования минералов, главным образом под действием экзогенных процессов. Тем не менее, в нем значительную роль часто играют и эндогенные факторы: тектоническое дробление пород, разгрузка глубинных вод и газов (способствующих разложению минералов) и т.п. Одним из ведущих факторов выветривания является растворение, включающее подвод компонента растворения к поверхности и отвод продуктов растворения.

При выветривании флюоритовых руд основными объектами растворения являются флюорит и кальцит (наиболее существенная составляющая рудовмещающих карбонатных пород). Флюорит относится к минералам средней растворимости. При pH раствора 7,0 и температуре 18-20° растворимость минерала составляет 16,0-18,5 мг/л [52, 101]. По данным А. Эллиса [323], растворение флюорита в воде до 230° представляет простой ионный процесс: $\text{CaF}_2 \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + 2\text{F}^-$. Значительно большей растворимостью - до 250 мг/кг - обладает кальцит [316]. Растворимость обоих минералов зависит от температуры, химического состава и кинетики раствора.

Рассмотрим особенности и механизм выветривания скрытого оруденения флюорита на примере Покрово-Киреевского месторождения. Унаследованная во времени и пространстве неотектоническая активизация разломов, к которым приурочены залежи флюорита, нередко приводит к современной восходящей разгрузке высоконапорных щелочных (pH 7,6-8,0) вод глубокого формирования. Их состав: хлоридно-натриевый, хлоридно-сульфатно-натриевый и гидрокарбонатно-(хлоридно)-натриевый (по С.А. Щукареву), а минерализация повышена до 7-10 г/л и более. Помимо фтора, содержание которого достигает 4-6 мг/л, отмечены увеличенные концентрации ртути, брома, бора, мышьяка и эндогенных газов: двуокиси углерода, метана, азота [293]. Эти воды имеют высокую растворяющую способность по отношению к флюориту и кальциту.

Экспериментально установлено, что растворимость флюорита и кальцита возрастает при повышении в растворе концентрации NaCl [149, 306], что определяется не только ролью натрия как элемента - комплексообразователя. По мнению Г.Д. Холланда (1970), влияние NaCl обусловлено возрастанием ионной силы раствора и, соответственно, понижением коэффициентов активности ионов кальция и фтора. По-видимому, аналогична роль гидрокарбонатно-натриевых вод. Помимо натрия они обычно содержат повышенные концентрации ионов OH^- и CO_3^{2-} , что способствует извлечению фтора и кальция из пород в виде ионов F^- и Ca^{2+} [149]. Существенная роль в растворении флюорита и кальцита принадлежит эндогенной углекислоте, поступающей по Южно-Донецкому и Еланчик-Ровеньковскому разломам. Она не только препятствует выравниванию химических потенциалов обменных реакций в системе "порода-вода", но и способствует (за счет взаимодействия с кальцитом) высвобождению фтора из флюорита в виде комплексного иона HF° [221].

По мере воздействия указанных факторов на флюорит и кальцит происходит переход в раствор с их поверхности ионов фтора и кальция, что разрушает внешний каркас кристаллической решетки этих минералов. На последовательно обнажающихся внутренних слоях протекают такие же реакции. Все это влечет за собой уменьшение массы и объема флюорита и кальцита.

Удаление продуктов растворения от поверхности реакционного слоя происходит за счет интенсивной инфильтрации атмосферных осадков в мезо-кайнозойские и частично нижнекаменноугольные отложения, отличающиеся высокими (до 10-11 м/сут) средними коэффициентами фильтрации. В результате поступления новых порций атмосферных вод в системе "кальцит-флюорит-вода" возникает постоянное неравновесное состояние, что приводит к непрерывному удалению продуктов растворения (рис. 4.5). Это подтверждается экспериментально установленной прямой зависимостью между скоростью перемещения раствора и растворимостью флюорита [101].

Таким образом, скрытые залежи флюорита выветриваются под воздействием вод, различных по генезису, составу и динамике. При этом протекание экзогенных процессов определяют инфильтрационные воды. Процессы же, происходящие под воздействием вод глубокого формирования, условно можно отнести к глубинным (гипогенным). Взаимообусловленность результатов воздействия обоих типов вод приводит к растворению флюоритовых залежей и вмещающих карбонатных пород, перекрытых мезо-кайнозойскими отложениями, средняя мощность которых около 100 м.

Значительно большая (в 10-14 раз), по сравнению с флюоритом, растворимость кальцита определяет и более интенсивное разрушение вмещающих пород, чем рудной залежи. Это приводит к образованию под покровом мезо-кайнозойских отложений "останцев" выветрелых флюоритовых руд.

Возможность выветривания скрытого оруденения флюорита может быть использована при установлении относительного возраста рудных залежей. Так, одним из основных возражений против киммерийского времени образования Покрово-Киреевского месторождения является выветрелость флюоритовых руд, залегающих под мезо-кайнозойским чехлом. Этим в основном обоснован вывод о герцинском времени формирования оруденения, которое, согласно мнению геологов, разделяющих это предположение, было выведено на поверхность и эродировано уже в раннем мезозое. Приведенные данные показывают,

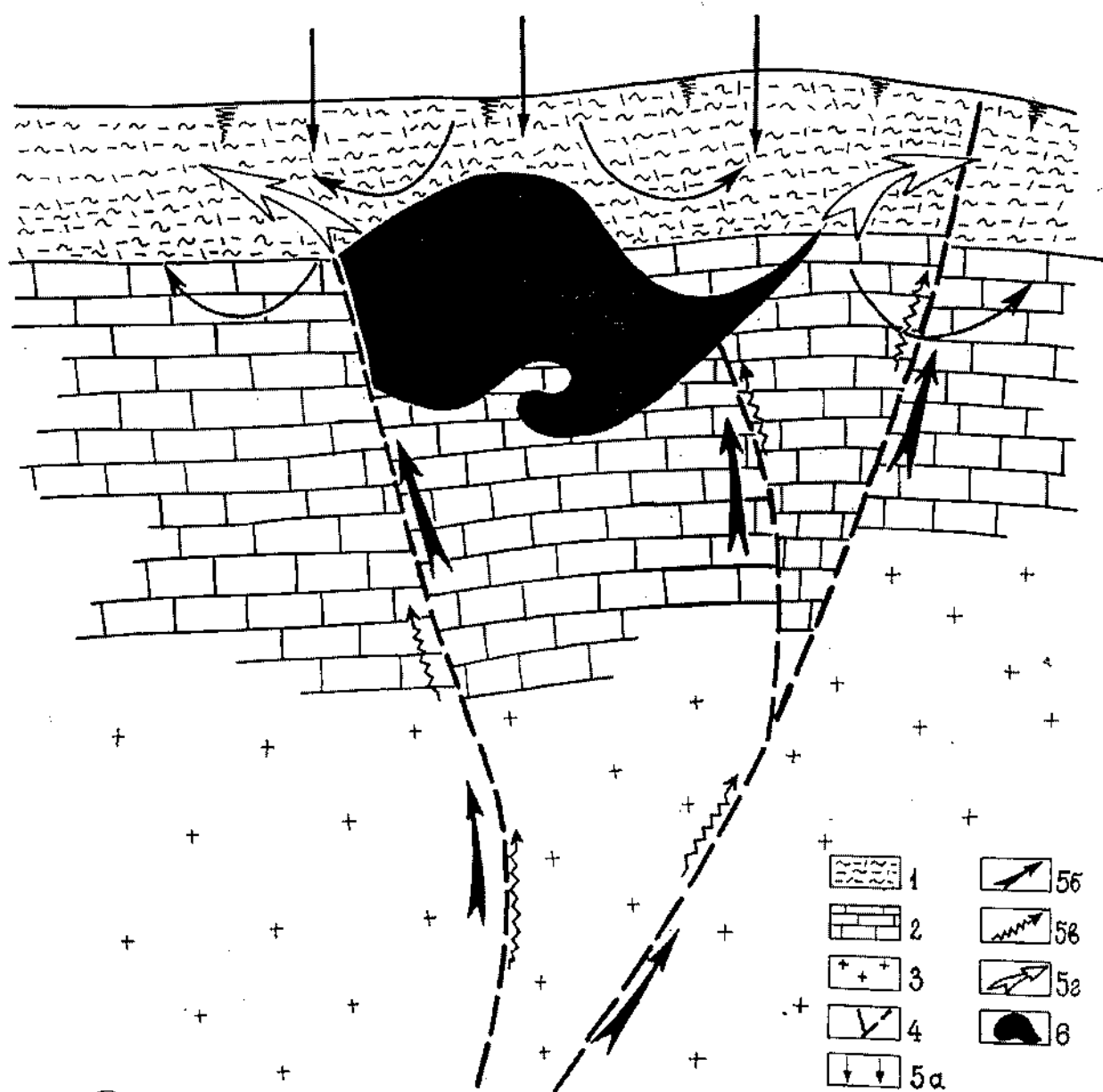


Рис. 4.5. Модель выветривания скрытой залежи флюорита
(по В.Г. Суярко, 1990)

1 – мезо-кайнозойские отложения; 2 – нижнекаменноугольная карбонатная толща; 3 – кристаллический фундамент; 4 – тектонические разрывные нарушения; 5 – направление движения: инфильтрационных атмосферных вод (а), вод глубокого формирования (б), выноса продуктов растворения (в); 6 – рудное тело

что в определенных условиях выветривание происходит и на альпийском этапе геологической истории региона.

4.2. Участие воды в формировании и разрушении залежей каменной соли

В процессе галогенеза основная роль принадлежит природным водам, в которых растворены соли. При достижении определенных концентраций последние выпадают из раствора, образуя галит и другие минералы. В то же время, вода может очень активно разрушать соляные залежи, выщелачивая и растворяя их.

В земной коре залежи соли могут находиться как в твердой (кристаллической), так и в жидкой (рассольной) формах. Среди ископаемых солей в пределах изученных глубин существенно преобладает кристаллическая форма (80-90%). Однако в природе широко распространены и рассолы, находящиеся как в связанном (включения в гидrogenных минералах), так и в свободном состоянии. Рассолы циркулируют в различных гидрогеологических коллекторах и, благодаря высокой проникающей способности, содержатся даже в межпоровом пространстве водоупорных пород [80]. Глубина распространения рассолов в земной коре достигает нескольких километров. Примером этого являются обнаруженные при бурении Кольской сверхглубокой скважины в кристаллических породах на глубинах свыше 7-8 км хлоридно-натриевые и хлоридно-кальциевые рассолы с минерализацией более 200 г/л. Среди различных гидрогеологических структур резервуарами свободных рассолов чаще всего являются зоны разломов. При этом с увеличением глубины обычно наблюдается повышение их минерализации.

Структурные особенности и генезис каменной соли

Соленосные отложения, залегающие в осевой части Днепровско-Донецкого авлакогена представлены двумя формациями - девонской и нижнепермской. Образованию девонской формации, имеющей мощность до 3000 м и распространенной, по-видимому, на всем протяжении авлакогена, предшествовала бурная вулканическая деятельность. Об этом свидетельствуют эффузивно-соленосно-карбонатно-терригенные отложения девона и красноцветы нижней перми [164]. Девонские галогенные породы перекрыты мощными толщами палеозойских и мезокайнозойских отложений и на поверхность выходят лишь в виде соляных штоков, образующих многочисленные диапировые структуры

(Адамовская, Корульская, Спиваковская, Беляевская, Ефремовская, Шебелинская и др.).

Породы нижнепермской галогенной формации находятся на сравнительно небольшой глубине и выходят на докайнозойскую поверхность не только в пределах солянокупольных структур, но и на крыльях пологих складок. Благодаря этому они являются источником добычи каменной соли, разрабатывающейся на Артемовском, Славянском и Новокарфагенском месторождениях, общие балансовые запасы которых составляют 25,5 млрд.т. Суммарная мощность продуктивных пластов колеблется в пределах 100-300 м, а мощность отдельных из них достигает 40-50 м [154].

Соленосные породы нижней перми залегают на красноцветных медистых песчаниках картамышской свиты (P_{1kr}). Отложение последних происходило на фоне проявления мощной заальской фазы позднегерцинского тектогенеза, которая сопровождалась интрузивным и, в меньшей степени - эффузивным магматизмом [36, 71, 164].

Таким образом, палеозойскому соленакоплению в Днепровско-Донецком палеорифте предшествовала магматическая деятельность.

Изучение вещественного состава и условий залегания галогенных пород сопровождалось выдвижением различных гипотез об их генезисе — от золотой (Ф. Пошепный) до эндогенной (Н. Кудрявцев, В. Порфирьев и др.). До недавнего времени господствующей была так называемая "баровая" гипотеза К. Оксениуса [354], по которой солеобразование во все геологические эпохи происходило в условиях аридного климата в отшнурованных морских лагунах. Эту теорию наиболее активно поддерживали Н. Курнаков, М. Валяшко, Н. Страхов, П. Соненфельд.

Новый фактический материал, появившийся в конце шестидесятых - середине семидесятых годов заставил большинство геологов отказаться от "барово́й" гипотезы или рассматривать ее как частный случай соленакопления. На смену приходит гипотеза глубоководного морского формирования соляных залежей, основанная на представлениях А. Яншина [325]. Эта гипотеза нашла широкую поддержку не только в бывшем СССР, где была предложена и вполне убедительная генетическая модель глубоководного отложения эвапоритов [315], но и за рубежом [270, 324, 342 и др.]. Согласно ей испарение приводит к повышению концентрации солей в верхних слоях воды. В результате плотность воды возрастает и она погружается на дно. Дальнейшее увеличение минерализации, происходящее в условиях больших глубин, приводит к

возрастанию плотности воды в придонных слоях до 1,02-1,03 г/см, что вызывает выпадение солей, которое протекает в несколько этапов по классической схеме [40]. При этом вначале осаждаются соли кальция и магния, а затем натрия и калия. Садка галита начинается, когда плотность раствора достигает 1,10 г/см³. Непременными условиями этого процесса являются: сухой и жаркий климат, полузакрытый характер морского бассейна при постоянном поступлении в него соленых вод, синхронное с соленакоплением прогибание дна моря. Последнее обстоятельство позволяет рассматривать эту гипотезу в общем контексте теории конседиментационного осадконакопления. С ее позиций можно удовлетворительно объяснить накопление мощных толщ осадков, в том числе и галогенных. Вместе с тем, условия реализации гипотезы глубоководного морского соленакопления вызывают критические замечания и заставляют усомниться в ее универсальности.

Прежде всего предложенный механизм солеотложения не учитывает круговорота воды, благодаря которому обеспечивается поддержание постоянной солености мирового океана на протяжении фанерозойской эры развития земной коры [45, 341] и реален лишь в приближенных к идеальным условиях. С позиций рассматриваемой гипотезы трудно обосновать масштабы и скорость соленакопления, а также образование мономинеральных пластов галита мощностью в десятки и сотни метров.

Ответы на эти и другие вопросы можно получить, рассмотрев особенности тектоники и истории развития геологических структур, в которых происходило формирование галогенных формаций. Такой подход, к примеру, позволил В. Созанскому (1963, 1971, 1973) не только обосновать тесную взаимосвязь соленакопления с вулканическими процессами и интрузивным магматизмом, но и дать общую схему такого галогенеза, заключающуюся в следующем:

1. Бассейнам соленакопления свойственно грабенообразное строение.
2. В их пределах имели место дифференцированные перемещения отдельных блоков с преобладанием нисходящих движений.
3. Подвижки блоков нередко сопровождались излиянием вулканических лав синхронно с формированием солей.
4. Накопление максимальных мощностей соленосных толщ характерно для наиболее интенсивно прогибающихся участков земной коры.

В результате анализа геологических данных В. Созанский приходит к выводу, что "соленосные толщи формировались благодаря посту-

плению из глубин ювенильных горячих рассолов". Выпадение солей в осадок он связывает с резким изменением термодинамического равновесия гидротерм, отрицая при этом прямую генетическую связь солеобразования с вулканизмом [265]. Такие взгляды во многом созвучны с представлениями В. Порфирьева (1961, 1963), Н. Кудрявцева (1966) и многих других ученых. При рассмотрении закономерностей размещения континентальных палеозойских, мезозойских и кайнозойских солеродных бассейнов видно, что в подавляющем большинстве случаев они тяготеют к тектонически активным геологическим структурам (рифтам, авлакогенам, грабенам, прогибам и т.п.). Подтверждением этого является наличие галогенных формаций в крупнейших Восточно-Африканской, Байкальской (Сибирь) и Рейнской (Западная Европа) рифтовых системах, Патомско-Вилуйском (Сибирь) и Днепровско-Донецком (Украина) авлакогенах, грабенах Гудзонова пролива (Канада) и Эбро (Италия), прогибах Парадокс (США) и Предкарпатском (Украина), впадинах Виктория-Ривер (Австралия) и Амазонской (Бразилия), а также во многих других подобных структурах планеты. Е. Милановский (1983), изучая распределение полезных ископаемых в рифтовых зонах платформ различного возраста, отмечает исключительно широкое распространение в них месторождений каменной и калийной солей. Он приходит к выводу о том, что эти месторождения формировались в полузамкнутых грабенообразных впадинах, в которые соль "... поступала не только из соседних морских водоемов, но и путем привноса глубинных растворов гидротермами" [187].

Платформенные структуры указанных типов, расположенные ниже уровня океана, в периоды трансгрессий обычно превращались в моря. Поскольку трансгрессии предшествовали тектонической активизации или совпадали с ней [186], то к моменту проявления постмагматической гидротермальной деятельности такие морские бассейны уже существовали. Это создавало благоприятные условия для галогенеза.

Анализ литологических разрезов различных солеродных бассейнов указывает на то, что каменная соль довольно часто залегает на эффузивных образованиях или находится между двумя вулканогенными комплексами. В отдельных случаях, в подстилающих галогенные отложения породах встречаются лишь следы вулканической деятельности в виде пепла. Магматические породы, залегающие в под- и надсолевых формациях, относятся к основному ряду и представлены главным образом диабазами трапповой формации, долеритами, базальтами и их туфами. Это подтверждает положение о генетической связи процессов

вулканизма (магматизма) и галогенеза [164, 235, 252, 328 и др.], а, следовательно, позволяет утвердительно ответить на вопрос об участии эндогенных вод в солеобразовании. По расчетам С. Набоко, Дж. Ферхугена, Ф. Фриса и Г. Макдональда содержание воды в лавах достигает 4 % [120]. На примерно такое же ее количество указывает и Е. Мархинин [175]. Как показали результаты экспериментальных исследований, выплавляемые из основных магм водные растворы в значительной мере насыщены ионами Na^+ , K^+ , Cl^- [38].

Подтверждением этому являются многочисленные случаи обнаружения вулканических аппаратов, функционировавших в кайнозое [348]. Так, фумарольные инкрустации вокруг вулканов Центральной Америки содержат галит, сильвин, гипс, ангидрит и другие соли. По мнению Р. Стойберга и В. Роса, эти минералы образуются из эксгаляций H_2O° , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , HCl° , HF° в результате их реакций с атмосферой, инфильтрационными водами и боковыми породами [363]. Напротив, как считает С. Айртон [328], основной магматизм в рифтах порождает ассимиляцию образовавшихся ранее эвапоритов поднимающимися базальтовыми магмами. При раскристаллизации последних ионы солей поступают в окружающее пространство в постмагматических растворах. Таким образом, независимо от того, ювенильными или регенерированными являются глубинные рассолы, они, при благоприятных ситуациях, играют очень важную роль в солеобразовании. Ярким примером этого являются процессы галогенеза, происходящие в рифте Красного моря и связанные с вулканической деятельностью в третичное и четвертичное время. Здесь во впадинах (Атлантис-II, Дисковери, Чейн) на глубине 1500-2170 м обнаружены горячие (35-60 °С) хлоридно-натриевые слабокислые (рН 5-6) рассолы с минерализацией до 300 г/л и отрицательными значениями окислительно-восстановительного потенциала. Характерной особенностью этих рассолов, разгружающихся в зоне Великих африканских разломов, является насыщенность их железом, цинком, медью, свинцом, ртутью, марганцем и другими микроэлементами, концентрации которых в десятки раз превышают кларковые в морской воде [27, 206, 265, 333]. Во впадинах, а также вдоль побережья Красного моря в зонах глубинных разломов находятся многометровые толщи осадков. Они состоят из каменной соли, гидроокислов железа и обогащены теми же микроэлементами, что и рассолы. Скорость накопления галитовых отложений составляет не менее 40 см за 100 лет [206].

Помимо рифта Красного моря, галогенез, обусловленный разгрузкой эндогенных постмагматических рассолов в морской бассейн, на-

блюдается во многих других подобных структурах [262, 265, 363]. В частности, он был широко распространен в Днепровско-Донецком палеорифте и связан, как уже отмечалось, с девонским и пермским вулканизмом.

О физико-химической обстановке солеобразования можно судить по результатам изучения газовой-жидких включений в галите. В частности, масс-спектрометрический анализ включений в девонской каменной соли из Новосанжарской структуры (ДДВ) показал, что в составе газовой фазы преобладает CO_2 а в подчиненных количествах содержатся CH_4 и H_2 (табл. 4.2).

Таблица 4.2

Состав газовой фазы во включениях в галите из Новосанжарского штока (по В.С. Шайдецкой, 1978)

№ обр.	CO_2	N_2	CH_4	H_2	C_2H_6	C_3H_8	Примечание
35/70	95,5	He обн.	3,3	1,08	He обн.	He обн.	Включения в галите из вмещающей каменной соли
51/70	68,5	7,7	23,6	He обн.	He обн.	He обн.	Включения в шпатовом галите

Жидкая фаза имеет хлоридно-кальциево-натриевый состав, отличается положительными значениями Eh и кислой реакцией (табл. 4.3).

По данным ультрамикрoхимического анализа в жидкой фазе содержится (в %): Fe^{2+} – до 0,1; Fe^{3+} – 0,0005; BO_3^{3-} – 0,001 [310].

Учитывая значения физико-химических параметров, предполагается, что формирование каменной соли происходило при повышенной температуре и давлении.

По мнению Э. Реддера (1970), давление во время гомогенизации газовой-жидких включений почти в 2 раза превышает то, которое существовало при минералообразовании. Отсюда, пользуясь данными табл. 4.3, нетрудно определить, что девонское (и, по-видимому, пермское) солеобразование происходило в результате внедрения кислых постмагматических термальных растворов в морской бассейн глубиной 500-700 м, холодные воды которого имели щелочную реакцию.

Таким образом, на стадиях затухания тектонической активизации Днепровско-Донецкого авлакогена в море, существовавшее, по всей вероятности, как в девонском грабене, так и в пермском прогибе, происходила разгрузка постмагматических растворов. Она осуществлялась

Таблица 4.3

Физико-химические параметры растворов включений из девонской каменной соли Новосанжарского штока (по В.С. Шайдецкой, 1978)

№ обр.	Содержание, г/л				рН	Еh, мВ	Дав- ление, атм.	Темпе- ратура гомоге- низа- ции, °С	Примечание
	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	SO ²⁻ ₄					
35/70	16,5	41,0	4,5	не обн.	5,6	не опр.	125	120	Включения в галите из вмещающей каменной соли
	11,5	90,0	5,5	не обн.	6,1	не опр.	175	120	
	8,5	80,0	4,5	не обн.	5,5	не опр.	166	120	
	15,0	50,0	4,5	не обн.	6,0	не опр.	158	120	
	-	150,0	20,5	не обн.	не опр.	не опр.	76	120	
Сред- нее	13,0	82,5	7,5				140	120	
	41,5	50,0	2,0	не обн.	4,9	+180	не опр.	44	Включения в шпатовом галите
	44,5	33,0	2,5	не обн.	4,5	не опр.	не опр.	42	
	43,5	26,0	3,5	не обн.	4,5	не опр.	не опр.	38	
	37,0	25,0	3,0	не обн.	5,3	не опр.	не опр.	52	
Сред- нее	33,5	29,5	3,0					44,5	

в основном по продольным (осевым) долгоживущим глубинным разломам, которые служили главными каналами тепломассопереноса на протяжении всего герцинского этапа складчатости. Внедрение высокоминерализованных (более 300 г/л) кислых хлоридно-(кальциево)-натриевых термальных эндогенных растворов в толщу холодных щелочных морских вод приводило к увеличению в последних концентраций ионов Na⁺ и Cl⁻. В свою очередь, постмагматические растворы, перемешиваясь с морскими водами, резко охлаждались и теряли соленость. В результате, в зоне их контакта физико-химическое равновесие постоянно нарушалось. Это привело к образованию здесь длительно

существовавшего геохимического барьера, на котором происходило формирование множества центров кристаллизации галита. Интенсивность этого процесса была, по-видимому, прямо пропорциональна скорости охлаждения термальных рассолов. В центрах кристаллизации образовывались зародышевые кристаллы галита. Некоторое время они находились во взвешенном состоянии, но затем перераспределялись. При этом мелкие кристаллы растворялись, а более крупные увеличивались в массе и размерах [304]. Достигая удельной массы, превышающей плотность раствора, эти кристаллы под воздействием силы тяжести осаждались на дно моря. В дальнейшем, в процессе диагенеза, происходила раскристаллизация галита и его дегидратация. Около 95-99 % воды, удерживаемой солью, перешло в свободное состояние [206], а та, которая осталась, является составляющей газовой-жидких включений в галите или присутствует на поверхности кристаллов в связанном состоянии, обволакивая их тонкой пленкой. Дегидратация завершила окончательное формирование структурных и текстурных особенностей каменной соли. Для пластов галита характерна полосчатая текстура, образованная тонкими параллельными, отличающимися по цвету и структуре, слоями. Природа этого явления вытекает из дискретности галогенеза и обусловлена не сменой сезонов года (как это имеет место в замкнутых эвапоритовых бассейнах), а прерывистостью поступления в морской бассейн порций глубинных рассолов, участвующих в солеобразовании.

Не останавливаясь более на анализе тех или иных гипотез, автор предлагает схему галогенеза, основанную на представлениях о процессах, происходящих как в Днепровско-Донецком авлакогене, так и в других рифтогенных структурах планеты. Она во многом совпадает со схемой В.И. Созанского (1973) и основана на следующих положениях:

1. Крупные солеродные бассейны формировались в региональных грабенообразных структурах, в которых по долгоживущим разломам мантийного заложения происходило опускание блоков земной коры.

2. Процессы солеобразования происходили в морских бассейнах, заполняющих рифтогенные геологические структуры на заключительных стадиях тектонической активизации.

3. Галогенезу предшествовал эффузивный магматизм, сопровождавшийся разгрузкой по разломам кислых хлоридно-натриевых (кальциевых) рассолов.

4. Разгрузка эндогенных рассолов в морской бассейн приводила к резкому увеличению солености придонных слоев воды, возникновению

множества центров кристаллизации галита и выпадению хлорида натрия в осадок.

Таким образом, формирование каменной, а, в некоторых случаях, и калийных солей происходило на границе взаимодействия двух различных по генезису вод - эндогенных и экзогенных. При этом интенсивность процессов галогенеза находилась в прямой зависимости от количества и концентрации эндогенных растворов, поступающих в морской бассейн.

Эта схема вполне соответствует имеющимся фактам. Все крупные солеродные бассейны действительно образовались в наиболее погруженных геологических платформенных структурах, которые в период соленакопления могли быть как грабенами (рифтами), так и прогибами (впадинами). В первом случае речь идет о тектонически молодых, а во втором - о более древних структурах.

Не отрицая роли и места эвапоритизации поверхностных водоемов и не рассматривая вулканизм как единственно обязательное условие соленакопления, автор все же полагает, что приведенная схема галогенеза может реально отражать процессы, происходящие в рифтогенных геологических структурах. Она дает возможность обосновать накопление в сравнительно глубоководном морском бассейне мощных, минералогически однородных толщ каменной соли за относительно короткий отрезок геологического времени. А главное - позволяет утверждать, что солеобразование обусловлено взаимодействием различных по составу, температуре, значениям pH, Eh и генезису вод.

Особенности разрушения соляных залежей

Разрушение ископаемых залежей каменной соли происходит в результате растворения ее поверхностными и подземными водами. Наиболее интенсивно этот процесс протекает в зоне свободного водообмена под влиянием как естественных (геологических), так и искусственных (техногенных) факторов. Схема разрушения соляных залежей может быть представлена в следующем виде.

Каменная соль - легкорастворимое соединение. При температуре 10°C и давлении 760 мм рт.ст. растворимость ее в дистиллированной воде составляет 357,2 г/л. Скорость растворения соли определяется гидродинамическими условиями, регулирующими интенсивность перехода молекул галита в раствор и зависит прежде всего от напора водного потока, соприкасающегося с соляным телом и угла наклона соляного пласта к горизонту [144]. Чем больше эти величины, тем скорость рас-

творения соли выше. Вода, достигая пласта галита, движется в направлении его падения, постепенно смывая верхние слои. При малых градиентах падения гидравлического уровня, вода перемещается очень медленно и, в результате продолжительного взаимодействия с каменной солью обогащается ионами Na^+ и Cl^- . Это приводит к формированию в зоне контакта насыщенных растворов, которые образуют вокруг соляных тел своеобразный защитный слой. Благодаря этому, агрессивные пресные воды, имеющие меньшую плотность, движутся над рассолами защитного слоя, не вступая во взаимодействие с соляными залежами. При условии стабильности геологической обстановки и отсутствии внешнего воздействия, между водой и солью устанавливается фазовое равновесие, предохраняющее ее пласты от растворения. Нарушение этого равновесия приводит, как правило, к изменению динамического режима вод и увеличению их напора. Предохранительный слой вокруг соляных пластов разрушается. Происходит интенсивное растворение галита, которое приводит к формированию экзогенных рассолов и образованию карста.

Соляной карст, представляющий собой явление химического растворения горных пород, выражается в образовании поверхностных и глубинных пустотных структур и отрицательных форм рельефа. Он широко распространен в Днепровско-Донецком авлакогене, но особенно часто встречается в Бахмутской котловине Донецкого прогиба, где пермские соли залегают вблизи поверхности.

Явление соляного карста подробно описано [40, 64, 66, 257, 305, 325 и др.]. Поэтому в монографии внимание акцентировано лишь на наименее изученном вопросе этой проблемы. Речь идет о роли тектонических процессов в карстообразовании.

Анализируя пространственное размещение проявлений соляного карста в Бахмутской котловине (рис. 4.6) нетрудно заметить, что одни из них находятся в районе рассолопромыслов (Славянское и Новокарфагенское месторождения) и соляных шахт (Артемовское месторождение), а другие - контролируются зонами региональных разломов.

В первом случае карстообразование связано с искусственным выщелачиванием и растворением галогенных формаций нижней перми с целью получения и дальнейшего извлечения промышленных рассолов, а также затоплением соляных шахт в результате прорыва подземных вод. При этом, на поверхности развитие соляного карста проявляется в проседании кровли над пустотами и образовании провалов, что приво-

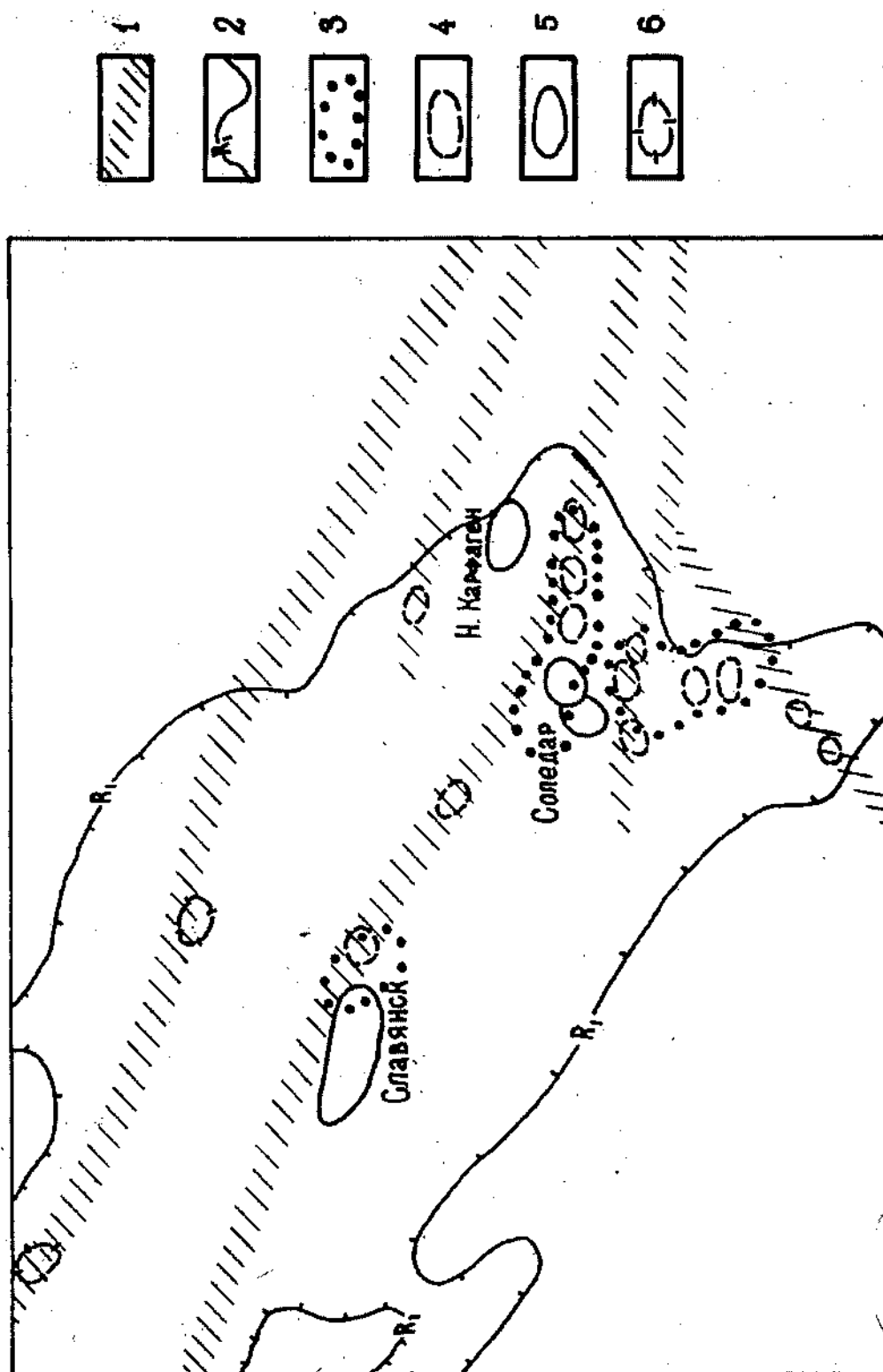


Рис. 4.6. Схема проявления карста в Бахмутской котловине.

1 – зоны тектонических разломов; 2 – контуры распространения галогенной толщи нижней перми; 3 – участки неотектонического развития антиклинальных структур. Соляной карст: 4 – естественный (тектоногенный); 5 – искусственный (техногенный). Карбонатный карст: 6 – естественный (тектоногенный)

дит не только к нарушению режима эксплуатации горных выработок, изменению минерализации и состава вод, но и к выводу из пользования жилых и промышленных строений. Так, в черте г. Соледача над горными выработками шахты № 2, вследствие разрушения карстом межкамерных соляных целиков образовалась обширная воронка проседания размерами 400×10000 м и глубиной свыше 1,5 м. Это привело к деформации зданий и сооружений и вызвало необходимость срочного строительства нового микрорайона города для отселения людей. С карстовыми процессами связано проседание кровли и образование провалов над горными выработками затопленных и недействующих соляных шахт (им. Шевченко и № 1 им. Артема). В частности, вокруг ствола шахты им. Шевченко образовалось 5 провальных воронок размерами от 27×37 м до 150×190 м, заполненных рассолами разной концентрации. А в шахте № 1 им. Артема через 19 лет после ее затопления, в результате размыва пластов соли произошло обрушение ствола с образованием глубокой провальной воронки размером 65×70 м.

Не менее интенсивно происходит образование отрицательных форм рельефа над выщелоченными пластами каменной соли в районе рассолопромысла Новый Карфаген. Здесь, в результате развития соляного карста помимо обширной впадины размером 450×500 м и глубиной до 8-10 м, образовалось около 20 крупных провальных воронок размерами до 50×250 м, а также множество мелких воронок провального типа диаметром от 1-2 до 20-30 м.

Помимо техногенного, на значительных территориях развит естественный карст, образующийся в результате геологических процессов. Последний подразделяется на древний (погребенный) и современный. В Бахмутской котловине явление естественного карста связано с тектоническими нарушениями различных направлений и протяженности. Наиболее важную роль при этом играют зоны региональных Коркульско-Дроновского и Алмазного разломов, в пределах которых карст развит наиболее широко. Отличительной особенностью тектоногенного карста является то, что в вертикальном разрезе он часто охватывает не только залежи каменной соли, но и другие породы (гипсы, ангидриты, мел, известняки), пересекаемые разрывными нарушениями.

Карстообразование по времени обычно совпадает с периодами тектонической активизации [357]. Поэтому на одних и тех же участках зон долгоживущих разломов мог формироваться как древний, так и современный карст. В этом случае вблизи разрывного нарушения могут образоваться так называемые "гидродинамические окна", по которым

происходит интенсивная циркуляция газов и водных растворов, а глубина распространения карстовых процессов может достигать десятков и даже сотен метров от поверхности. Следует отметить, что довольно часто в одних и тех же местах происходит формирование как естественного, так и искусственного соляного карста.

Древний соляной карст на поверхности проявляется очень редко и может быть выражен пологими локальными прогибами и впадинами. Обнаруживается он, как правило, бурением или геофизическими методами, но на гидрогеологический режим окружающей территории оказывает довольно большое влияние. Так, развитие заполненных мезокайнозойскими осадками древних карстовых долин обуславливает в черте г. Артемовска повышенную обводненность перекрытых кайнозойскими отложениями пермских пород. Это приводит к увеличению уровней грунтовых вод и подтоплению зданий и сооружений. Мелкие древние карстовые пустоты в отдельных случаях также влияют на инженерно-геологические особенности районов их распространения.

Современный тектоногенный карст образуется на участках альпийской активизации разломов и растущих антиклинальных структур. Он может быть как поверхностным, так и подземным. Поверхностные формы современного карста, развитого в пределах влияния разрывных нарушений, по которым происходят неотектонические подвижки, проявляются довольно четко. Впадины, провалы, воронки проседания имеют резкие очертания и крутое (иногда - отвесное) падение бортов. Такой карст характерен для Славянской солянокупольной структуры, воздымание которой по Корульско-Дроновскому разлому в настоящее время достигает 1,5 мм в год [299]. Карстовые провалы и воронки образуются здесь в пределах наложенного на структуру, растущего купольного поднятия и совпадают с контурами геотермических аномалий. Последние фиксируют очаги тепломассопереноса, который осуществляется на гидродинамически открытых участках разломов в результате конвекционной восходящей разгрузки глубинных вод и теплового потока. В некоторых карстовых провалах происходят колебания уровней и температуры рассола, а также периодические изменения газового состава вод (в частности, содержания гелия и двуокиси углерода). Это в определенной мере свидетельствует о том, что соляной карст часто является отражением процессов, происходящих в недрах Земли.

Подземный тектоногенный карст развивается на глубинах 200-300 м и более. Глубина его распространения определяется степенью гидродинамической проницаемости разрывных нарушений и суммар-

ной амплитудой неотектонических движений на данном участке земной коры. Современный подземный карст, как и древний, можно выявить лишь геофизическими методами и бурением. Поэтому известны далеко не все участки его проявления. Тем не менее, выделяются целые зоны подземного карстообразования, которые совпадают с проявлениями естественного поверхностного карста и протягиваются вдоль долгоживущих разломов. Типичным примером современного подземного соляного карста является участок в пределах надвига северо-западного направления, проходящего по б. Сенькин Яр (правый приток р. Сухая Плотва). Здесь в интервале глубин 200-250 м происходит интенсивное выщелачивание каменной соли. Процессы выщелачивания привели к образованию карстовых полостей размерами от 1х1 до 25-30 м, содержащих большие объемы рассолов с концентрацией до 150-200 г/л. Рассолы имеют напорный характер. Величина напора - до 210 м (самоизлив по скважинам). И подобные случаи не единичны. Практически везде, где на территории региона долгоживущими разломами нарушены пласты каменной соли, наблюдаются явления карстообразования и сопровождающие их процессы.

Изучение тектоногенного соляного карстообразования позволило установить, что механизм этого явления имеет определенные закономерности и обусловлен такими процессами:

1. Тектонические подвижки, вызывают перемещение блоков земной коры и дробление пород с образованием гидродинамически активных зон, по которым происходит интенсивная циркуляция инфильтрационных и глубинных подземных вод

2. Геодинамическое нарушение сложившегося физико-механического равновесия в системе "соль-вода" приводит к растворению каменной соли и образованию карста.

Таким образом, соляной карст в естественных условиях часто формируется в зонах современной тектонической активизации, в которых, благодаря перераспределению напряжений, происходит дезинтеграция пород и интенсификация процессов тепломассопереноса. В результате, установившееся равновесие в системе "соль-вода" нарушается, что и приводит к явлениям карстообразования.

ГЛАВА 5

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО АВЛАКОГЕНА

Геохимические свойства подземных вод используются в различных отраслях практической геологии. Используя их, можно картировать очаги тепломассопереноса и зоны долгоживущих разломов, проводить поиски месторождений полезных ископаемых, решать экологические и другие задачи. В практике геологоразведочных работ в Донбассе и Днепро-Донецкой впадине широкое развитие получил гидрогеохимический метод поисков и прогнозирования скрытого оруденения. Это обусловлено с одной стороны, глубиной, а с другой – относительной дешевизной и хорошей результативностью метода.

Гидрогеохимические поиски и прогнозирование в регионе проводились в соответствии с известными методиками [26, 72, 74, 103, 119, 180, 182, 183, 248 и др.]. Однако на протяжении почти двадцатилетнего периода они постоянно совершенствовались с учетом геологических, гидрогеологических, минерогенических и геохимических особенностей Днепро-Донецкого авлакогена. Это позволило разработать методические рекомендации по применению гидрогеохимического метода поисков скрытого оруденения в Донбассе и Днепро-Донецкой впадине [179]. Основным отличием их от существующих ранее является подход к рассмотрению процессов привноса - выноса вещества подземными водами, и, как следствие – к формированию гидрогеохимических ореолов рассеяния. Обычно образование водных ореолов рассеяния рассматривается как результат выноса инфильтрационными водами вещества при гипергенном разрушении горных пород и минералов. Однако факты, установленные в процессе длительного изучения геохимии подземных вод региона, подтверждают огромное поисковое значение гидрогеохимических аномалий, формирующихся за счет привноса подземными водами различных гипогенных химических элементов и соединений из очагов глубинной генерации. Такой подход вызвал необходимость совершенствования традиционной методики проведения гидрогеохимических поисков и выработки критериев интерпретации получаемых результатов.

5.1. Опыт проведения гидрогеохимических поисков в Донбассе и Днепровско-Донецкой впадине

В Донбассе и ДДВ проводились различные гидрогеохимические исследования – съемки, поиски, опытно-методические работы (табл. 5.1).

Таблица 5.1

Виды гидрогеохимических исследований, проводившихся в Донбассе и юго-восточной части ДДВ

Виды исследований	Масштаб	Цели и задачи
Гидрогеохимические съемки	1:200000	Изучение региональных особенностей геохимии подземных вод, общая оценка территории на возможное наличие месторождений полезных ископаемых, выделение площадей для проведения поисков. Мелкомасштабное прогнозирование
Гидрогеохимические поиски	1:50000-1:25000	Изучение районов, перспективных на обнаружение полезных ископаемых; выявление гидрогеохимических аномалий и участков для детализационных поисков. Прогнозирование зон и участков возможного залегания месторождений (и рудопроявлений)
Гидрогеохимические поиски	1:10000-1:5000	Детализация геохимических аномалий, изучение рудных полей с целью оконтуривания скрытого оруденения
Опытно-методические работы	1:10000-1:2000	Изучение природы гидрогеохимических аномалий, их зональности; установление поисковых критериев скрытого оруденения и выявление рудных тел

Попутно при гидрогеохимических поисках скрытого оруденения решались следующие геологические задачи:

1. Картирование по гидрогеохимическим признакам зон тектонических разломов и отдельных разрывных нарушений.
2. Выявление существующих очагов тепломассопереноса.
3. Изучение состава минеральных и промышленных вод.
4. Оконтуривание участков техногенного загрязнения подземных и поверхностных вод.

Поскольку методика проведения в регионе гидрогеохимических поисков и прогнозирования опубликована [179], следует подчеркнуть лишь наиболее важные её аспекты. Так, определение наиболее харак-

терных для подземных вод региона микроэлементов производилось химико-аналитическими методами: Zn - дитизоновым; As - взаимодействия мышьяковистого водорода с солями хлорной ртути; Вг - гипохлоридным; В и F - колориметрическим; Си - диэтил-дитиокарбонатным.

Сухие остатки всех проб анализировались на дифракционном спектрографе СТЭ-1 с определением, как минимум, 30 химических элементов, пределы обнаружения которых приведены в таблице 5.2.

Таблица 5.2

Пределы обнаружения микроэлементов в сухих остатках природных вод на спектрографе СТЭ-1

Химические элементы	Пределы обнаружения, %
Ag	$2 \cdot 10^{-6}$
Mo	$5 \cdot 10^{-5}$
Cu, Pb, Ni, Cr, V, Sn, Mn, Be, Yb, Bi, Ge, Ga,	$1 \cdot 10^{-4}$
Ti, W, Cd	$3 \cdot 10^{-4}$
Co	$4 \cdot 10^{-4}$
Sc	$5 \cdot 10^{-4}$
Zn, Nb, La, Y	$1 \cdot 10^{-3}$
Zr, Ce, Sb	$3 \cdot 10^{-3}$
As	$5 \cdot 10^{-3}$
Ba, P, Sr	$1 \cdot 10^{-2}$

Определение лития, рубидия, цезия и стронция производилось методом пламенной фотометрии. Для регистрации излучения применялся универсальный монохроматор УМ-2 со специальной фотоэлектрической приставкой. Пределы обнаружения: Li и Sr $1 \cdot 10^{-4}$, Rb и Cs – $1 \cdot 10^{-5}$ %.

С целью проверки качества выполнения анализов производился внешний (5% проб) и внутренний (10% проб) лабораторный контроль. При этом истинные ошибки в среднем не превышали 20%.

Особое значение имело определение ртути - типоморфного элемента подземных вод и горных пород региона, в которых она является одним из основных рудных элементов. В геологической практике применяется в основном два метода определения ртути в воде – дитизоновый и атомно-абсорбционный. Сопоставление результатов анализа этими методами одних и тех же проб указывает на большие рас-

хождения, а нередко и полное несовпадение полученных значений концентраций ртути в воде. По-видимому, это объясняется тем, что каждым из методов определяются различные формы ртути. Дитизоновым методом - ртуть, находящаяся в малоподвижных трудноразрушаемых комплексных соединениях с органикой и сероводородом, которые устойчивы даже при высоких температурах, а атомно-абсорбционным - ртуть, мигрирующая в легкорастворимых комплексных соединениях с галогенами, гидроксил-ионом, сульфат-ионом и др., а также в свободной форме [179,290]. В 1960-х - 80-х годах в большинстве геологических химических лабораторий определение ртути в воде производилось дитизоновым методом, чувствительность которого - $n \cdot 10^{-5}$ г/л - $n \cdot 10^{-7}$ г/л [180,242]. В настоящее время на смену дитизоновому пришел высокочувствительный атомно-абсорбционный метод определения элемента, пределы обнаружения ртути которым достигают $n \cdot 10^{-8}$ г/л - $n \cdot 10^{-10}$ г/л.

Оценка результатов гидрогеохимических исследований в Донбассе и ДДВ обычно производится на основе сопоставления полученных данных с тектоническими; гидрогеологическими, метал-логеническими, геохимическими, геофизическими, геоморфологическими, литолого-петрографическими и другими особенностями водо-вмещающих пород. Такой подход позволяет уверенно выделять гидрогеохимические аномалии, представляющие наибольший интерес для поисков скрытого и глубокозалегающего оруденения.

Интерпретация результатов гидрогеохимических исследований включает:

1. Определение геохимических параметров подземных вод.
2. Выделение гидрогеохимических аномалий и выяснение их природы.
3. Выделение участков и площадей, перспективных на скрытое оруденение.

Для выяснения условий формирования химического состава подземных вод и выделения гидрогеохимических аномалий вычислялись фоновые и аномальные концентрации химических элементов и их соединений, а также значения величин минерализации, рН, Eh, и температуры вод. С помощью ЭВМ производилась статистическая обработка результатов анализов.

В процессе проведения гидрогеохимических исследований в условиях Донбасса и юго-восточной части ДДВ был выработан ряд приемов обработки полученной информации. Так, вычисление параметров распределения микроэлементов, величин минерализации и рН вод произ-

водилось для каждого водоносного комплекса. Определение величины окислительно-восстановительного потенциала – для каждого геохимического типа вод. Содержание сульфат-иона – для зоны свободного водообмена, а температуры – для интервалов глубин: 0 м, 500 м, 1000 м, 1500 м и т.д.

Итогом гидрогеохимических поисков являются графические построения, отражающие геохимические особенности подземных вод и их специализацию. Они обычно включают следующие карты:

1. Фактического материала, на которой условными знаками указываются: типы водопунктов (скважины, родники, колодцы и т.п.), возраст водовмещающих пород, дебиты источников и скважин, глубина отбора проб, температура воды и т.д.

2. Химического состава подземных вод, отражающую распространение различных геохимических типов вод. На эту карту наносятся изолинии величин минерализации и рН вод, гидродинамические аномалии, а также указывается газовый состав вод. Обычно такие карты составляются отдельно для верхней и нижней гидродинамических зон и сопровождаются гидрогеохимическими разрезами.

3. Распределения в подземных водах химических элементов и соединений (поэлементные карты), на которых наносятся их изоконцентраты.

4. Гидрогеохимических аномалий, на которой изображаются гидрогеохимические аномалии (включая водные ореолы рассеяния).

5. Прогнозную гидрогеохимическую карту, на которой изображаются наиболее контрастные и значимые по комплексу геологических признаков гидрогеохимические аномалии и выделяются прогнозные гидрогеохимические зоны и узлы с указанием их металлогенической специализации. На ней показываются и прогнозные участки I, II и III очереди, перспективные на поиски глубокозалегающих месторождений. Помимо гидрогеохимических, на прогнозную карту наносятся и другие геологические аномалии (литогеохимические, геофизические, геотермические и т.п.).

В заключение следует отметить, что основой проведения гидрогеохимических исследований в регионе является комплексный подход к интерпретации полученных результатов.

5.2. Гидрогеохимические особенности рудных полей и поисковые критерии глубокозалегающих месторождений

Металлогения восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена определяется наличием в породах пяти основных типов оруденения: ртутного, полиметаллического, флюоритового, золотого и медного. Наибольшее значение имеет ртутное оруденение, сконцентрированное главным образом в пределах рудных полей Главной, Дружковско-Константиновской антиклиналей и Славянского купола. В породах последнего, а также на Беляевском куполе обнаружено и полиметаллическое оруденение. На юге Донбасса, в Южнодонецкой зоне разломов, находится Покрово-Киреевское месторождение флюорита, а на Нагольном кряже известны рудопроявления золота. Небольшие участки ртутной, полиметаллической и флюоритовой минерализации установлены на многих купольных структурах региона - Корульской, Петровской, Новодмитровской, Бантышевской, Берекской, Степковской, Лозовеньковской, Мечебиловской и др. Медная минерализация выявлена в медистых песчаниках картамышской свиты нижней перми Бахмутской котловины Донбасса, на юго-восточном борту которой известен ряд рудопроявлений (Берестянское, Медная Руда, Выскровка и др.).

Для успешных гидрогеохимических поисков скрытого оруденения необходимо знать не только концентрации микроэлементов в подземных водах рудоносных структур, но и гидрогеохимические особенности известных рудных полей различных типов. Анализ этих особенностей позволил выявить специфические для региона гидрогеохимические критерии прогнозирования и поисков скрытого оруденения в регионе.

5.2.1. Рудные поля Центрального Донбасса

Ореольные воды ртутных рудных полей Главной и Дружковско-Константиновской антиклиналей отличаются специфическим химическим и газовым составом. А в зоне Центрально-Донецкого глубинного разлома, контролирующего ртутное оруденение, гидрогеохимическая зональность, характерная для этого района, резко нарушается и на небольшой глубине (50-100 м), на фоне маломинерализованных нейтральных или слабощелочных гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевых вод появляются щелочные (рН 7,8-9,2) гидрокарбонатно-натриевые, гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые или хлоридно-натриевые, а также сульфатно-хлоридно-натриевые воды с минерализацией до

4-16 г/л. Они обладают высокими напорами, отмеченными по многим скважинам, самоизлив по которым наблюдался в течение десятилетий, а также по родникам, располагающимся на водораздельных пространствах, в областях высоких абсолютных отметок. Эти воды обогащены микроэлементами, наиболее характерными из которых являются ртуть, бор, мышьяк, фтор. Максимальные содержания (в мг/л): ртути - 0,01-0,05, бора - 2,6-4,8, фтора - 2,0-9,0, мышьяка - 0,02-0,05 - намного превышают их фоновые значения.

Ртуть в водах ртутноносных структур Главной и Дружковско-Константиновской антиклиналей находится в положительной корреляционной связи высокой достоверности (табл.5.3 и 5.4) с бором (коэффициенты корреляции 0,68-0,84), фтором (коэффициенты корреляции 0,37-0,55) и мышьяком (коэффициенты корреляции 0,41-0,43). Эти элементы входят в поисковую гидрогеохимическую ассоциацию индикаторов ртутного оруденения - ртуть, бор, мышьяк, фтор [285]. Положительные корреляционные связи их с калием, натрием, гидрокарбонат-ионом, хлор-ионом, величинами минерализации и рН подземных вод и отрицательные или недостоверные связи с сульфат-ионом, кальцием и магнием указывают на то, что элементы-индикаторы скрытого ртутного оруденения хорошо мигрируют в щелочных, гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых, гидрокарбонатно-натриевых или хлоридно-натриевых водах.

Для ртутноносных зон Центрального Донбасса характерно присутствие в аномально повышенных концентрациях как свободных, так и растворенных в воде газов глубинного происхождения. Высокие содержания CO_2 (до 200-480 мг/л), в десятки раз превышающие фоновые, отмечены как по колодцам и родникам, так и по глубоким скважинам на Горловской и Дружковско-Константиновской Константиновского рудного поля среди газов преобладал метан (80-94 об. %). Присутствовали также (в об. %): азот- до 52, углекислый газ - 15, водород - до 0,22 и гелий - до 0,066. Содержание гелия - индикатора глубинности геологических процессов – превышало в 100 раз концентрацию его в атмосфере. В составе разовых струй длительно фонтанирующих скважин установлено присутствие ртути – $n \cdot 10^{-6}$ г/м³ [127]. Это указывает на общность путей миграции, а возможно, и на генетическую связь ее с отдельными газовыми компонентами.

Таблица 5.3

Корреляционные связи химических элементов в ореольных водах Никитовского рудного поля

Геохимические характеристики вод	B	F	Cu	Zn	As	Hg	М (минерализация вод)	pH
Br	-0,02	-0,28	-0,38	0,53	0,19	0,45	0,73	0,06
B		0,35	0,47	-0,86	0,3	0,84	0,45	0,37
F			0,35	-0,11	0,19	0,55	0,03	0,47
Cu				0,47	-0,6	0,39	-0,38	-0,30
Zn					0,41	0,36	0,43	0,16
As						0,43	0,53	-0,09
Hg							0,64	0,16

Таблица 5.4

Корреляционные связи химических элементов в ореольных водах рудного поля Дружковско-Константиновской антиклинали

Геохимические характеристики вод	Br	B	F	Cu	Zn	As	Hg
K	0,11	0,68	0,37	0,08	0,02	0,56	0,41
Na	0,05	0,89	0,61	0,03	0,06	0,44	0,53
Ca	0,35	-0,56	-0,39	-0,14	-0,1	0,28	-0,06
Mg	0,3	-0,5	-0,35	-0,14	-0,006	0,16	0,03
Cl	0,17	0,7	0,44	0,09	0,08	0,13	0,3
SO ₄	0,34	-0,4	-0,29	-0,12	-0,05	0,26	0,12
HCO ₃	-0,16	0,94	0,68	0,05	0,13	0,18	0,49
М (минерализация)	0,23	0,19	0,07	-0,15	-0,012	0,62	0,26
pH	0,25	0,69	0,47	0,007	0,11	-0,2	0,6
Br		-0,09	-0,2	0,06	0,44	0,3	0,11
B			0,64	0,17	0,13	0,12	0,68
F				0,02	0,14	0,18	0,37
Cu					0,13	-0,18	0,007
Zn						0,03	0,24
As							0,41

Воды ртутных рудных полей Центрального Донбасса по химическому составу сходны с водами современных гидротерм, отлагающими сульфиды ртути [191, 197, 202], а также с растворами газовой-жидких включений в кристаллах гидротермальных минералов из рудных месторождений Донбасса [77, 115, 116, 217].

5.2.2. Славянское рудное поле

Славянское ртутно-полиметаллическое рудное поле расположено на одноименной купольной структуре и контролируется Корульско-Дроновским разломом. Подземные воды участков рудной минерализации в основном сульфатно-гидрокарбонатные, сульфатно-хлоридные или хлоридно-натриевые с минерализацией 2-5 г/л и величиной pH 6,8-7,4. Реже встречаются слабокислые (pH 6,6-6,8) сульфатные и слабощелочные (pH 7,3-7,5), пресные (0,4-1,5 г/л) гидрокарбонатно-натриевые воды. В палеозойских рудоносных отложениях они характеризуются высокими напорами. В этих водах содержатся (в мг/л): ртуть (до 0,01-0,03), фтор (2,4-5,6), бор (1,6-9,0), цинк (0,1-1,2) свинец (0,25), мышьяк (0,004-0,006) и барий (0,3-0,5).

В ореольных водах Славянского рудного поля установлено наличие значимых корреляционных связей основных рудообразующих химических элементов с другими микроэлементами (табл. 5.5). Так, ртуть имеет положительные связи с бором (коэффициент корреляции 0,4), фтором (коэффициент корреляции 0,5), ураном (коэффициент корреляции 0,41), литием (коэффициент корреляции 0,4) и отрицательную связь с медью (коэффициент корреляции 0,62). Цинк коррелирует с барием (коэффициент корреляции 0,5). Связь цинка со свинцом не анализировалась, однако имперически установлено, что содержания свинца в сухих остатках проб воды прямо пропорциональны концентрациям цинка в подземных водах.

Таким образом, в водах Славянского рудного поля выделяются две гидрогеохимические ассоциации элементов-индикаторов. Одна - ртутного оруденения - ртуть, бор, фтор (сходная с той, которая установлена в ореольных водах ртутных рудных полей Центрального Донбасса), а другая - полиметаллического оруденения - цинк, свинец, барий [179, 285].

5.2.3. Рудопроявления медистых песчаников

Ореольные воды рудопоявлений нижнепермских медистых песчаников Бахмутской котловины, находящихся в условиях слабого окис-

ления, в основном сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные. Величина рН их составляет 6,9-7,6, а минерализация - 0,4-6,5 г/л. Формирование химического состава этих вод обусловлено окислением сульфидов меди, свинца, цинка, никеля и молибдена, в результате которого подземные воды обогащаются сульфат-ионом. В зонах медного оруденения в подземных водах установлены повышенные концентрации (в мг/л): меди (0,05-0,25), мышьяка (0,01-0,026), никеля (0,01-0,012), молибдена (до 0,05), цинка (0,08-0,4) и некоторых других элементов. Газовый состав их отличается незначительными содержаниями углекислого газа (20-30 мг/л), азота (5-10 мг/л) и сероводорода (до 10-12 мг/л). Все эти газы имеют, скорее всего, атмосферное и биогенное происхождение. Анализ корреляционных связей между химическими элементами в подземных водах зоны окисления медистых песчаников позволил установить, что основной рудообразующий элемент - медь, находится в тесной положительной связи высокой достоверности с мышьяком (коэффициент корреляции 0,8) и никелем (коэффициент корреляции 0,6), с которыми образует поисковую гидрогеохимическую ассоциацию элементов-индикаторов медного оруденения - медь, никель, мышьяк (табл. 5.6).

Таблица 5.5

Корреляционные связи химических элементов в ореольных водах рудопроявлений медистых песчаников Бахмутской котловины

Геохимические характеристики вод	B	F	Cu	Zn	As	Hg	Ni	М (минерализация вод)	рН
Br	-0,02	0,13	0,07	0,78	0,32	0,47	0,08	0,5	0,06
B		-0,18	0,09	-0,3	-0,05	0,3	0,05	0,2	-0,02
F			0,08	0,03	-0,03	0,7	0,1	0,13	-0,08
Cu				-0,05	0,8	0,2	0,6	-0,17	0,24
Zn					0,3	0,8	0,06	0,53	0,1
As						0,33	0,3	0,32	-0,23
Hg							-0,2	0,3	0,3
Ni								0,2	0,14

Таблица 5.6

Корреляционные связи химических элементов в ореолевых водах рудного поля Славянского купола

Геохимические характеристики	Br	B	F	Cu	Zn	As	Hg	Ni	Ti	U	Ba	Sr	Li
pH	-0,12	0,21	0,13	0,11	-0,22	0,22	0,3	0,04	-0,1	0,3	0,06	0,34	0,23
M (минерализация)	0,19	0,29	0,23	0,37	0,29	0,08	-0,04	0,44	0,43	0,006	-0,14	0,3	0,1
Co ₂	0,06	-0,03	0,01	0,07	-0,007	0,001	-0,03	0,18	0,13	0,87	-0,13	-0,16	0,1
Br		-0,1	-0,48	0,2	0,37	-0,07	-0,12	0,12	0,16	0,001	-0,12	0,13	-0,09
B			0,2	0,15	-0,14	0,2	0,4	0,2	0,35	0,13	-0,1	0,25	-0,12
F				0,08	-0,1	0,1	0,5	0,18	0,2	0,5	-0,1	0,42	0,38
Cu					0,015	-0,07	-0,62	0,2	0,29	0,001	0,14	0,3	-0,01
Zn						-0,09	-0,07	0,27	0,18	-0,05	0,5	0,04	-0,007
As							0,13	-0,02	0,34	-0,12	-0,09	-0,16	-0,09
Hg								0,09	-0,2	0,41	-0,04	0,2	0,4
Ni									0,7	0,4	0,09	0,5	0,37
Ti										0,09	0,07	0,17	0,06

5.2.4. Покрово-Киреевское месторождение флюорита

Рудные тела Покрово-Киреевского месторождения, залегающие в известняках турнейского яруса, приурочены к первой от дневной поверхности флюоритоносной зоне.

Образование флюоритовой минерализации связано с процессами гидротермального метасоматоза обусловленного внедрением насыщенных фтором гидротерм в толщу карбонатных палеозойских отложений.

Новейшая тектоническая активизация контролирующего оруденение Южно-Донецкого глубинного разлома, вызывает перераспределение геодинамических нагрузок. Это приводит к снятию геостатического давления вдоль зон дробления и тектонической трещиноватости пород. В результате подземные воды глубокого формирования приобретают высокие гидравлические напоры и вновь разгружаются по гидродинамически открытым структурам, образуя гидрогеохимические аномалии. Такие аномалии отражают нарушение вертикальной гидрогеохимической зональности в пределах древней гидротермальной системы.

В зоне сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом нормальная вертикальная гидрогеохимическая зональность характеризуется распространением сверху вниз подземных вод следующего химического состава (по С.А. Щукареву): гидрокарбонатные (кальциевые, магниевые и кальциево-магниево-натриевые), гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатные различного катионного состава, ниже которых формируются сульфатно-хлоридные, хлоридно-гидрокарбонатные и, наконец, хлоридно-натриевые воды. Геодинамические напряжения, возникающие в результате тектонической активизации Южно-Донецкого разлома и сформировавшейся в зоне его влияния гидротермальной системы, приводят к разгрузке в приповерхностные горизонты глубинных вод, преобладающими ионами которых являются хлор и натрий. Очаги их разгрузки, как правило, совпадают с участками выявленной ранее гидротермальной флюоритовой минерализации [293].

Это совпадение особенно четко выражено на Покрово-Киреевском месторождении – крупнейшем древнем многостадийном очаге разгрузки гидротермальных растворов. Здесь, на фоне безнапорных или слабонапорных, маломинерализованных (M 1,5-2,5 г/л), нейтральных или слабощелочных (pH 6,9-7,4) вод гидрокарбонатно-сульфатного состава, распространенных в верхней части гидрогеологического разреза нижнекаменноугольного водоносного комплекса, выделяются ореольные

воды месторождения. Они отличаются высокими напорами, повышенной минерализацией (до 5,1-10,1 г/л), щелочностью (рН 7,6 - 8,0), хлоридно-сульфатным или хлоридно-натриевым составом. Ореольные воды Покрово-Киреевского месторождения характеризуются четкой геохимической зональностью, которая выражается в переходе от сульфатных вод (на периферии рудного поля) к сульфатно-хлоридным, хлоридно-сульфатным и, наконец, хлоридно-натриевым водам, разгружающимся в центре ореола хлоридно-сульфатных вод. Аномалия оконтуривается изолиниями повышенных значений минерализации и рН и пространственно совпадает с узлом пересечения зон региональных разломов, отражением которых являются Покрово-Киреевский сброс и Широкий разлом. Нарушение гидрогеохимической зональности, связанное с разгрузкой глубинных вод, обнаружено и на других участках зоны Южно-Донецкого разлома, что позволяет использовать это явление при локальном прогнозировании гидротермальной минерализации плавленого шпата в качестве одного из ведущих поисковых признаков [293].

В ореольных водах месторождения установлены высокие концентрации свободных и растворенных газов (двуокись углерода, метан, азот), а также микроэлементов (фтор, ртуть, бор, бром, мышьяк и др.). Ведущим в комплексе микроэлементов является фтор [103, 293]. Максимальное содержание фтора - 7,5 мг/л встречено в пределах рудного поля в подземных водах девонских отложений. В то же время, в водоносных горизонтах карбонатной толщи нижнего карбона, в которой сосредоточено основное оруденение флюорита, концентрации элемента не превышают 4-5 мг/л, что, по-видимому, объясняется "сбросом" на карбонатном барьере, каким являются визейские известняки, растворенного в воде фтора и в настоящее время.

В водах месторождения фтор не имеет сильных положительных корреляционных связей ни с одним химическим элементом (табл. 5.7) и, практически, является единственным гидрогеохимическим индикатором флюоритового оруденения.

5.2.5. Гидрогеохимические критерии поисков и прогнозирования глубокозалегающих месторождений

Пространственное размещение гидрогеохимических аномалий в подземных водах региона подчиняется определенной закономерности. Почти все они контролируются долгоживущими глубинными разломами, образуя восемь линейно вытянутых прогнозных гидрогеохимичес-

**Корреляционные связи химических элементов в ореольных водах
Покрово-Киреевского флюоритового месторождения**

Геохимическая характеристика	B	F	Cu	Zn	As	Hg	pH	М (минерализация вод)
Br	-0,49	-0,02	-0,83	0,24	-0,21		0,36	-0,38
B		-0,58	0,21	-0,49	-0,1		0,07	0,36
F			0,29	0,16	0,35	-0,37	0,2	0,08
Cu				0,63	0,52	-0,6	0,04	0,12
Zn					0,09	-0,1	0,1	0,19
As						-0,27	0,23	0,04
Hg								-0,04

ких зон. Направление последних не всегда совпадает с простиранием отдельных разломов. В некоторых случаях гидрогеохимические зоны прослеживаются вдоль двух сопряженных региональных разрывных структур, переходя с одной на другую.

В пределах рассматриваемого региона для гидрогеохимических аномалий характерны девять основных видов геохимической специализации, распределение которых имеет свои особенности и определяется глубиной заложения флюидоподводящих разломов, их направлением и целым рядом других признаков, влияющих на характер древних гидротермальных процессов (табл. 5.8).

Анализ гидрогеохимических и других особенностей известных рудных полей, а также процессов формирования гидрогеохимических аномалий позволили выделить основные критерии поисков и прогнозирования различных видов скрытого оруденения, кимберлитовых тел и скоплений углеводородов. К ним относятся:

1. Наличие в подземных водах зон глубинных разломов ассоциаций гидрогеохимических элементов-индикаторов ртутного - Hg, As, B, F (Sb); полиметаллического - Zn, Pb, Ba; флюоритового - F; золото-серебряного - Ag, Cu, Zn, Pb, Ba (W); редкометального - Li, Rb, Cs, Sr, La, Ce, Y, Ge, Ga; медного - Cu, Ni, As, (Co); уранового - U, Pb, Rn, (Th) оруденения; кимберлитовых тел - Ni, Co, Gr, V, Zn, Cu, Ga и скоплений углеводородов - J, B, Br, Hg, CH₄, H₂S.

2. Хлоридно-натриевый (кальциевый), гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый или хлоридно-сульфатно-натриевый состав вод.

3. Высокая щелочность подземных вод (pH до 8-9,5).

Геохимическая специализация подземных вод региона

№ п/п	Геохимическая специализация и ее обозначение (в скобках)	Характерные ассоциации гидрогеохимических элементов-индикаторов	Источник сведений
1	Ртутная (Hg)	Hg, As, B, F (Sb)	В.Г. Суярко, 1981г.
2	Полиметаллическая (Pb/Zn)	Zn, Pb, Ba	В.Г. Суярко, 1978г.
3	Медная (Cu)	Cu, Ni, As, (Co)	В.Г. Суярко, 1978, 1981 г.
4	Флюоритовая (F)	F	В.Г. Суярко, 1979г.
5	Урановая (U)	U, Pb, Rn, (Th)	Данные автора
6	Редкометальная (Σ TR)	Li, Rb, Cs, Sr, La, Ce, Y, Ge, Ga	В.Г. Суярко, 1988г.
7	Кимберлитовая (C)	Ni, Co, Cr, V, Zn, Cu, Ga	И.Л. Комов, А.Н. Лукашев, А.В. Коплус, 1982г.
8	Золото-серебряная (Au/Ag)	Ag, Cu, Zn, Pb, Ba, (W)	Ю.Ф. Погребняк, В.В. Толочко, 1985г.
9	Углеводородная (CH)	J, B, Br, Hg, CH ₄ , H ₂ S	М.Е. Альтовский, 1967г.

4. Аномально повышенные содержания в подземных водах двуокиси углерода, водорода, метана, сероводорода, гелия, аргона и других газов, а также паров ртути.

5. Гидротермальные изменения в породах.

6. Высокие пьезометрические уровни воды.

7. Динамичность антиклинальных и блоковых гидрогеологических структур, выражающаяся в их неотектоническом развитии.

8. Высокая напряженность геотермического поля.

Характеристика всех приведенных критериев достаточно полно изложена в предыдущих главах и разделах.

5.3. Результаты гидрогеохимического прогнозирования и перспективы поисков в регионе месторождений полезных ископаемых

Основным результатом применения гидрогеохимического метода поисков является прогнозирование рудной минерализации и других полезных ископаемых в породах, осуществляемое на основе выделенных

нами критериев. Достоверность прогнозирования зависит от степени изученности территории и объективности в подходе к оценке тех или иных геологических явлений. Глубинность и простота интерпретации результатов гидрогеохимических поисков, а также возможность оценки вероятности обнаружения скрытого оруденения как на отдельных участках, так и на больших площадях, делает гидрогеохимическое прогнозирование приоритетным на предварительных стадиях изучения территорий.

В результате проведенных в Донбассе и юго-восточной части ДДВ различных видов гидрогеохимических исследований был накоплен большой фактический материал по геохимии подземных вод. Это позволило выделить участки, перспективные на поиски глубокозалегающих месторождений. Такие участки, как правило, находятся в зонах разломов и обычно располагаются на антиклинальных структурах. При этом наибольший поисковый интерес представляют структуры, имеющие предверхнепермский эрозионный срез [179].

В основу гидрогеохимического прогнозирования положены следующие закономерности:

- большинство естественных гидрогеохимических аномалий формируется в зонах долгоживущих региональных разломов;
- образование контрастных гидрогеохимических ореолов рассеяния над глубокозалегающим оруденением, зонами минерализации и скоплениями углеводородов происходит не только в продуктивных толщах, но и вышележащих отложениях, независимо от их состава;
- наиболее перспективные для поисков гидрогеохимические аномалии пространственно совпадают с участками неотектонической активизации разломов и древними очагами разгрузки гидротермальных растворов [179, 278, 287, 288]. Это указывает на то, что возникшие в палеозое очаги тепломассопереноса являются долгоживущими, функционируя и на постгидротермальном этапе их развития [132].

Установленные закономерности позволили сформулировать принципы, на которых основана методика поисков и прогнозирования скрытого оруденения в Донбассе и ДДВ [179]. Применение этой методики дало возможность не только выявить рудную минерализацию в породах, но и наметить дальнейшие перспективы поисков скрытого оруденения в регионе.

С учетом геологических особенностей восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена была составлена прогнозная гидрогеохимическая карта, на которой выделены гидрогеохимические аномалии, ре-

комендуемые для постановки детализационных поисково-разведочных работ первой, второй и третьей очереди, а также гидрогеохимические зоны и узлы определенной геохимической и минералогической специализации (рис. 5.1).

Прогнозная гидрогеохимическая зона А-А' контролируется Центрально-Донецким разломом. В пределах Донецкого прогиба она протягивается вдоль Нагольно-Тарасовской, Главной, Дружковско-Константиновской антиклиналей, Ново-Троицкого, Корульского, Велико-Камышевахского, Берекского и Петровского куполов, а в ДДВ проходит через Волвенковскую, Алексеевскую, Ефремовскую, Медведовскую, Крестищенскую и Рассыпнянскую структуры. По сравнению с другими региональными глубинными разломами, Центрально-Донецкий разлом отличается повышенной тектонической активизацией на альпийском этапе складчатости, с которым многие исследователи [155, 156, 196, 254] связывают образование ртутной гидротермальной минерализации в породах Донецкого прогиба. В зоне А-А' отмечается и максимальная современная тектоническая активность, сопровождающаяся образованием геотермических аномалий (в результате интенсификации тепломассопереноса), разгрузкой на небольших глубинах вод аномального химического состава, свободным выделением газов глубинного происхождения - CO_2 , CH_4 , H_2 , He , Ar , H_2S и паров Hg (на Дружковско-Константиновской антиклинали). Наиболее контрастные гидрогеохимические аномалии выявлены в ореольных водах Никитовского и Дружковско-Константиновского рудных полей, в подземных водах Новотроицкого, Корульского, Камышевахского, Берекского и Петровского купольных поднятий. Они совпадают с участками роста антиклинальных структур, геофизическими и геотермическими аномалиями. В пределах последних температура на глубине 1000 м превышает фоновые значения в 1,5-2 раза [126]. Среди различных микроэлементов, встречающихся в аномально-повышенных концентрациях, ведущее место в этой гидрогеохимической зоне занимает ассоциация элементов-индикаторов ртутного оруденения: Hg , As , V , F (Sb). На северо-западе ее (от Корульского до Петровского куполов) и далее в ДДВ существенное значение приобретает гидрогеохимическая ассоциация, указывающая на возможное наличие полиметаллической минерализации в породах: Zn , Pb , Ba . На юго-восточном протяжении зоны А-А' (в пределах Нагольного кряжа) установлены контрастные гидрогеохимические аномалии Ag , Zn , Cu , Ba , являющиеся индикаторами золото-серебряного оруденения известного, в частности, на Нагольно-Тарасовской антиклинали.

Большой поисковый интерес представляет прогнозная гидрогеохимическая зона Б-Б', которая имеет в основном ртутно-полиметаллическую специализацию и протягивается вдоль двух различных разломов. В пределах Бахмутской котловины она совпадает с направлением Корульско-Дроновского разлома [254]. Далее на запад эта зона протягивается вдоль Михайловско-Юрьевского глубинного разлома через Гавриловскую, Лозовскую, Самойловскую, Перещепинскую купольные структуры, где она фиксируется по гидрогеохимическим аномалиям. В зоне Б-Б' активизация разломов в современный период нашла отражение в росте купольных структур, образовании геотермических и геофизических аномалий в породах палеозойских комплексов, а также в формировании (пространственно и генетически связанных с ними) гидрогеохимических аномалий, имеющих ртутную, ртутно-полиметаллическую, полиметаллическую, урановую (Адамовский шток) и, возможно, золото-серебряную (Дроновская антиклиналь) специализацию. В этой зоне наиболее перспективными для поисков являются практически неисследованные участки в восточной части Дроновской структуры (Ag - Au), а также на Гавриловском (Pb - Zn) и Лозовском (Pb - Zn - Hg) куполах.

Прогнозная гидрогеохимическая зона В-В' протягивается вдоль Мушкетовско-Персиановского разлома и его предполагаемого западного продолжения в Кальмиус-Торецкой котловине и Волчанском выступе. Она имеет преимущественно ртутную специализацию, характеризующуюся полным набором элементов-индикаторов – Hg, As, В, F. В юго-восточной ее части, по аналогии с зоной А-А', установлены высокие концентрации Ag и Ва. На пересечении Мушкетовско-Персиановского и Еланчик-Ровеньковского глубинных разломов сформировалась гидрогеохимическая аномалия, в пределах которой, судя по ассоциации микроэлементов (Li, Cs, Ga, Sr, F, В) - можно прогнозировать редкометальную минерализацию в породах палеозоя. На пересечении зоны В-В' с Криворожско-Павловским глубинным разломом установлены аномалии, в водах которых содержатся высокие концентрации петрогенных элементов. Последние обычно служат индикаторами при поисках алмазоносных тел, входя в характерную ассоциацию: Zn, Ni, Co, Cr, V, Ga, Cu, Ti, Mn [138]. Поскольку большинство известных тел кимберлитов связано с интрузиями основных пород щелочного ряда, то вполне вероятно, что к широко распространенным здесь дайкам лампрофиров могут быть приурочены и "трубки взрыва", содержащие алмазы (обломки которых обнаружены в шлиховых пробах из зоны Мушкетовско-Перси-

ановского разлома).

Зона Г-Г' протягивается вдоль Южно-Донецкого краевого разлома, наиболее глубоко проникающего в мантию. Она характеризуется большими перспективами на поиски флюорита [293], что подтверждается и наличием здесь известного Покрово-Киреевского месторождения плавленого шпата, в пределах которого (судя по геотермической и гидрогеохимической аномалиям) и в настоящее время наблюдаются процессы тепломассопереноса. Вероятность обнаружения в этой зоне значительных проявлений ртутной и редкометальной минерализации не большая. Но участки формирования гидрогеохимических аномалий с полными ассоциациями элементов-индикаторов, которые характеризуют кимберлитовую специализации пород, заслуживают самого серьезного внимания при постановке поисково-разведочных работ. Одна из таких аномалий, расположенная западнее Покрово-Киреевского месторождения флюорита, фиксирует местоположение известной Петровской трубы с характерным для кимберлитов составом минералов. Другая находится на пересечении Южно-Донецкого и Криворожско-Павловского разломов.

Зона Д-Д' на северо-западе Донецкого прогиба проходит вдоль Петровско-Кременского [254] глубинного разлома, а в ДДВ, к западу от Петровского купола, протягивается вдоль его предполагаемого продолжения через Беляевскую, Мироновскую, Кегичевскую структуры. К этой же зоне относится и располагающаяся несколько севернее Красноскольская брахиантиклиналь. Специализация прогнозной гидрогеохимической зоны Д-Д' ртутно-ураново-полиметаллическая. Наиболее перспективными структурами для поисков являются: Торско-Дробышевская (Pb - Zn, U), Красноскольская (Hg, U, Pb - Zn) и Беляевская (Pb - Zn). Контролирующий гидрогеохимическую зону разлом довольно активен и в современный период. На это указывают как воздымание Красноскольской и Святогорской структур, так и участки повышенной напряженности геотермического поля.

Прогнозная гидрогеохимическая зона Е-Е' протягивается через Бахмутскую котловину вдоль Алмазного надвига (имеющего по данным ГСЗ глубинный характер) и его предполагаемого северо-западного продолжения. Гидрогеохимические аномалии включают ассоциации элементов-индикаторов медного - Cu, Ni, As и ртутного - Hg, As, В, F оруденения. Наибольшие перспективы имеют поиски в этой зоне меди (в юго-восточной части). Рудная минерализация представлена медистыми песчаниками.

Прогнозная зона Ж-Ж' контролируется Северо-Донецким краевым разломом. Гидрогеохимически изучена лишь ее юго-восточная часть, где выявлено две крупных аномалии, которые, судя по ассоциациям элементов-индикаторов, перспективны на поиски нефти и газа, полиметаллов и ртути. Аномалии тяготеют к мелким продольным антиклинальным складкам, к которым в этой части Донецкого прогиба приурочены небольшие промышленные месторождения углеводородов. Известны здесь и находки сульфидных гидротермальных минералов.

Гидрогеохимическая зона 3-3' протягивается вдоль субмеридионального Криворожско-Павловского разлома и его предполагаемого северного продолжения - через Петровскую и Шебелинскую структуры. Поскольку тектоническая активизация Криворожско-Павловского разлома в основном связана с древними палеозойскими эпохами, минерогеническая и геохимическая специализация гидрогеохимической зоны 3-3' определяется характером пересекающих ее зон "донецкого" направления. С севера на юг специализация зоны 3-3' изменяется в следующем порядке: углеводородная (Шебелинская структура), ртутно-полиметаллическая (Петровская структура), ртутная (Мечебиловская и Гавриловская структуры), ртутно-флюоритовая (узел пересечения с Михайловско-Юрьевским разломом), кимберлитовая и ртуть-флюорит-кимберлитовая (пересечения соответственно с Мушкетовско-Персиановским и Южно-Донецким разломами).

В местах пересечения гидрогеохимических зон различных направлений образуются прогнозные гидрогеохимические узлы. Они представляют наибольший поисковый интерес, так как располагаются в местах максимальной активизации глубинных разломов на разных тектонических этапах геологического развития региона. В периоды тектонической активизации в результате проникновения по зонам пересечения разломов термальных растворов, в породах происходили процессы гидротермального минералообразования и накопления углеводородов. Продуктивность узлов пересечения разломов, вдоль которых обычно протягиваются гидрогеохимические зоны, можно с успехом проиллюстрировать пространственным положением известных месторождений и рудопроявлений региона. Так, Покрово-Киреевское месторождение расположено на пересечении Южно-Донецкого и Еланчик-Ровеньковского разломов; Никитовское рудное поле - в тектоническом узле, образуемом Центрально-Донецким и Донецко-Кадиевским разломами; Дружковско-Константиновское и Славянское рудопроявления - на пе-

ресечении Керченско-Славянской зоны с разломами северо-западного направления.

В пределах рассматриваемой территории восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена выделяются следующие гидрогеохимические узлы: Петровский - на пересечении зон А-А', Д-Д' и З-З'; Корульский - на пересечении зон А-А' и Б-Б'; Гавриловский - на пересечении зон Б-Б' и З-З'; Славянский - на пересечении зон Б-Б' и Е-Е'; Кременской - на пересечении зон Д-Д' и Ж-Ж'; Лисичанский - на пересечении зон Б-Б' и Ж-Ж'; Алмазный - на пересечении зон Е-Е' и Ж-Ж'; Мушкетовский - на пересечении зон В-В' и З-З'; Южный - на пересечении зон Г-Г' и З-З'. Гидрогеохимические аномалии, формирующиеся в них, отличаются высокой контрастностью и обширным комплексом микроэлементов, находящихся в подземных водах в повышенных концентрациях. Они совпадают с геотермическими аномалиями и участками роста купольных структур, что указывает на тектоническую активность разломов глубинного заложения в местах их пересечения и в современный период.

В отличие от гидрогеохимических зон прогнозные узлы имеют более четкую специализацию (табл. 5.7).

Таблица 5.7

Геохимическая специализация прогнозных гидрогеохимических узлов

Наименование узла	Характерные химические элементы в воде	Специализация
Петровский	Hg, As, B, F; Zn, Pb; Ag; Li	Ртутно-полиметаллическая (золото-серебряная)
Корульский	Hg, As, F; Zn, Pb, Ba	Ртутно-полиметаллическая
Гавриловский	Hg, As, F, B; Zn, Pb, Ba	Ртутно-полиметаллическая
Славянский	Hg, As, B, F; Zn, Pb, Ba,	Ртутно-полиметаллическая, урановая
Кременской	CH ₄ и др. углеводороды, J, Br, B	Углеводородная
Лисичанский	Hg, B; Pb, Ba; Br, B, J, CH ₄ (газ)	Ртутно-полиметаллическая, углеводородная
Алмазный	Cu, Ni, As, Br, B, J	Медная, углеводородная
Мушкетовский	Cr, Co, Ni, Ti, Zn, Mn, Zr	Кимберлитовая
Южный	Hg, As, F; Zn, Ni, Cr, Fe, Ti, Mn; J, Br, (F)	Ртутная, кимберлитовая (углеводородная)

Таким образом, на основе гидрогеохимического прогнозирования в регионе можно проводить поисково-разведочные работы на различные виды полезных ископаемых. При этом последовательность постановки работ должна быть следующей: гидрогеохимические узлы, прогнозные участки I-й, II-й и, наконец, III-й очереди. Однако это не означает, что гидрогеохимические аномалии, в пределах которых не выделены прогнозные участки, не следует принимать во внимание. Напротив, некоторые из них при детальном изучении могут оказаться наиболее продуктивными.

Анализ практических результатов гидрогеохимического прогнозирования указывает на то, что направление его в Донбассе и ДДВ в дальнейшем должно определяться выявлением древних очагов разгрузки гидротермальных растворов на основе следующих признаков:

1. Приуроченность гидрогеохимических аномалий к зонам долгоживущих разломов.
2. Высокая контрастность гидрогеохимических аномалий и полнота в них ассоциаций элементов-индикаторов.
3. Аномально-повышенные концентрации в воде эндогенных газов.
4. Пространственное совпадение гидрогеохимических аномалий с геотермическими, геохимическими, гидродинамическими, геофизическими и другими аномалиями, а также участками современного роста антиклинальных структур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формирование гидрогеохимической зональности в Днепровско-Донецком авлакогене определяется тектоническим развитием геологических структур.

В погружающихся мезозойских синклиналиях на глубинах до 800-1000 м сверху вниз формируются пресные гидрокарбонатно-кальциевые (магниевые) и гидрокарбонатно-сульфатные воды, которые в вертикальном разрезе сменяются сульфатно-хлоридными (хлоридно-сульфатными), гидрокарбонатно-(хлоридно)-натриевыми и хлоридно-натриевыми (кальциевыми) водами различного генезиса. В растущих мезозойских антиклиналях неотектоническая активизация контролирующих их разломов приводит к дезинтеграции водоупорных толщ и раскрытию трещин, по которым конвективные потоки глубинных вод устремляются по гидродинамически открытым разрывным нарушениям к поверхности.

В поднимающихся литосферных блоках палеозойского выступа Донбасса маломинерализованные гидрокарбонатно-кальциевые (магниевые), гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатные (смешанного катионного состава) воды распространяются на глубины 500-700 м и более, а в опускающихся - вытесняются вверх плотными напорными хлоридно-натриевыми водами и рассолами, восходящая разгрузка которых в верхние водоносные горизонты происходит по зонам тектонической трещиноватости и межблоковым разломам.

Построенные схемы формирования гидрогеохимической зональности позволили не только картировать зоны гидродинамически открытых разломов, но и прогнозировать месторождения полезных ископаемых.

Принципиальное значение имеет и разработка моделей формирования гидрогеохимических аномалий, что позволило обосновать их генетическую классификацию, в основе которой - направленность процессов тепломассопереноса в подземной гидросфере. Привнос эндогенных флюидов в верхние водоносные горизонты приводит к образованию *гипогенных* гидрогеохимических аномалий, представляющих собой первичные гидрогеохимические ореолы рассеяния продуктов глубинной генерации, а вынос кислородсодержащими инфильтрационными водами вещества из водовмещающих пород обуславливает формирование *гипергенных* (вторичных) гидрогеохимических аномалий. Выделены комплексные критерии генетического разделения гидрогеохимиче-

ских аномалий, основанные на определении природных источников поступления химических элементов и соединений в подземные воды. Это существенно повысило достоверность интерпретации результатов гидрогеохимических исследований.

В древних полихронных гидротермальных системах Днепровско-Донецкого авлакогена происходят процессы, указывающие на наличие современного тепломассопереноса, что позволяет выделить в их геологической эволюции *постгидротермальный* этап развития. На основании многочисленного фактического материала показано, что на участках неотектонической активизации зон региональных разломов, контролирующих гидротермальные системы Днепровско-Донецкого авлакогена происходит восходящая разгрузка вод глубокого формирования, эндогенных газов и теплового потока, что свидетельствует о постгидротермальной тектонической активизации древних гидротермальных систем на современном этапе их геологического развития. Выделение в эволюции гидротермальных систем постгидротермального этапа развития позволило выявить древние долгоживущие очаги разгрузки минералообразующих растворов, являющиеся основными объектами поисков скрытого оруденения в регионе.

В Днепровско-Донецком авлакогене формирование гидротермальных месторождений ртути и флюорита происходило на послескладчатых этапах мезо-кайнозойской тектономагматической активизации в зоне контакта термальных минералообразующих растворов с холодными инфильтрационными водами.

Формирование большинства гидротермальных месторождений происходило, скорее всего, на платформенном этапе геологического развития региона и было связано, соответственно, с ларамийской и новокиммерийской фазами тектоно-магматической активизации палеозойских гидротермальных систем, сопровождавшихся подъемом коро-во-мантийных щелочных хлоридных флюидов по подводящим разломам. Резкое изменение физико-химических условий их циркуляции в зоне гипергенеза привело к образованию многочисленных геохимических барьеров (температурный, паровой, щелочно-кислотный и др.), которые обуславливали выпадение вещества из минералообразующих растворов. Наиболее мощные и стабильные барьеры возникали на контакте эндогенных гидротерм с холодными инфильтрационными водами, где и формировалось, в основном, гидротермальное оруденение киновари (Никитовское рудное поле), флюорита (Покрово-Киреевское месторождение) и других минералов. Параметры оруденения (размеры,

глубина, интенсивность и т.п.) определялись, с одной стороны, термо-энергетическими потенциалами гидротермальных систем, а с другой - гипсометрическим положением и степенью раскрытости рудораспределяющих каналов.

Моделирование процессов формирования гидротермальных месторождений дало возможность оценить минерагеническую роль воды, а также выяснить пространственное положение и геологический возраст оруденения.

Критерии гидрогеохимических поисков глубокозалегающих месторождений, приведенные в монографии, позволяют наиболее эффективно проводить геологоразведочные работы в складчатых регионах, сформировавшихся в древних рифтовых структурах.

На основании изучения гидрогеохимии рудных полей установлены критерии поисков глубокозалегающих месторождений, среди которых:

- контроль гидрогеохимических аномалий зонами разрывных тектонических нарушений;
- аномальный химический состав подземных вод и наличие в них ассоциаций химических элементов, указывающих на возможное наличие различных полезных ископаемых;
- повышенные концентрации растворенных и свободных газов;
- высокие пьезометрические уровни воды;
- неотектоническая активность гидрогеологических структур;
- высокая напряженность геотермического поля;
- гидротермальные изменения в породах.

В основу гидрогеохимического прогнозирования автором положены следующие закономерности:

- наиболее перспективные для поисков гидрогеохимические аномалии совпадают с древними очагами разгрузки гидротермальных растворов;
- образование контрастных гидрогеохимических ореолов рассеяния над глубокозалегающими месторождениями, рудопроявлениями и зонами минерализации происходит не только в продуктивных толщах, но и в вышележащих отложениях, независимо от их литологического состава.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айдиньян Н.Х. Некоторые данные о переходе ртути в раствор при взаимодействии киновари, металлической ртути и сульфида ртути с дистиллированной водой // Труды ИГЕМ АН СССР. - 1960. - Вып. 46. - С. 109-111.
2. Айзенберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Синичка А.М. Сарматско-Туранский линиямент земной коры // Проблемы теоретической и региональной тектоники, - М: Наука 1971. - С. 41-51.
3. Альтовский М.Е. Гидрогеологические показатели нефтегазонасыщенности. - М.: Недра, 1967. - 121 с.
4. Андреева Р.И., Червинская М.В. О типах локальных поднятий юго-восточной части Днепровского грабена в связи с поисками нефти и газа // Геология нефти и газа. - 1967.- № 9. - С. 23-27.
5. Антипов В.И. Развитие структуры земной коры Большедонбасского прогиба и сопредельных регионов. – К.: Наукова думка, 1977. - 212 с.
6. Арсанова Г.И. К геохимии редких щелочей в термальных водах вулканических областей// Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. – М.: Наука, 1969. - С. 153-160.
7. Арсанова Г.И. К вопросу о происхождении перегретых хлоридно-натриевых вод молодых вулканических областей // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. - Новосибирск: Наука, 1974. - С. 14-21.
8. Арсанова Г.И. Редкие щелочи в термальных водах вулканических областей. –Новосибирск: Наука, 1974. - 111 с.
9. Атлас палеогеографічних карт Української та Молдавської РСР / Під редакцією В.Г. Бондарчука.- К.: Вид-во АН УРСР, 1960.
10. Бабинец А.Е. Подземные воды Юго-Запада Русской платформы. – К.: Изд-во АН УССР, 1961. - 380 с.
11. Барнс Х.Л., Чаманский Г.К. Растворимость и перенос рудных минералов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. - М.: Мир, 1970. - С. 286-324.
12. Барсуков В.Л. и др. Пути развития и совершенствования научных основ геохимических методов прогноза скрытого оруденения // Геохимия. - 1990. - № 10. - С. 1379-1390.
13. Басков Е.А. О роли вадозных подземных вод и рассолов в формировании рудных месторождений // Проблемы региональной ме-

таллогении и эндогенного рудообразования. - М., 1968.- Т.155. - С. 123-138.

14. Басков Е.А. Палеогидрогеологический анализ при металлогенических исследованиях. - М.: Недра, 1976. – 199 с.

15. Бастракова Н.В. Информативность водно-гелиевой съемки при гидрогеологическом изучении платформенных областей // Методы региональных гидрогеологических исследований. - М., 1990. - С. 22-28.

16. Белевцев Я.Н., Фоменко В.Ю., Кучер В.Н., Кузенко С.В. Мобилизация металлов из осадочных и метаморфических пород водными растворами // Геол. журнал, 1972.- Т.32. - Вып.3. - С. 42-51.

17. Белоконь В.Г. Геотермические проявления и колебательные движений в Донбассе // Материалы по геологии Донецкого бассейна. - М.: Недра, 1968. - С. 15-23.

18. Белоконь В.Г. Неотектонические движения в Донбассе и их связь со структурными элементами // Материалы по геологии Донецкого бассейна. - М.: Недра, 1968. - С. 15-23.

19. Белоконь В.Г., Гнипп Л.В. Углекислый газ в продуктивных отложениях карбона северо-западной части Донбасса // Геол. журнал, 1974. - Т. 34.- Вып. 3. - С. 89-95.

20. Белоконь В.Г. Глубинное строение Донбасса // Геол. журнал, 1974. - Т. 34.- Вып. 5. - С. 88-96.

21. Белоконь В.Г. Бассейн р. Сев. Донец как геодинамическая система, отражающая процессы больших глубин // Геол. журнал, 1984. - Т.44, № 1. - С.1-13.

22. Белоус И.Р., Кирикилица С.И., Левенштейн М.Л., Утехин Т.М. О возрасте гидротермальной минерализации Донбасса // Докл. АН СССР. 1970. - Т. 192, № 2. - С. 387-390.

23. Белоус И.Р., Кирикилица С.А., Скаржинский В.И. и др. Геология ртутных месторождений и рудопроявлений Украины. – К.: Наукова думка, 1975. – 284 с.

24. Белоус И.Р. Особенности перехода рифтовой зоны в складчатую область на примере прогиба Большого Донбасса // ДАН СССР. 1986. - Т. 290, № 3. - С. 676-680.

25. Белоус И.Р. О региональных структурах, контролирующих сурьмяно-ртутное оруденение Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины // ДАН СССР, 1986. - Т. 286, № 6. - С. 1459-1463.

26. Белякова Е.Е. и др. Гидрогеохимический метод поисков рудных месторождений. - М.: Госгеолтехиздат, 1962, - 267 с.

27. Бишоф Д.Л. Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химизм, генезис) // Современное гидротермальное рудоотложение. - М.: Мир, 1974. - С. 157-193.

28. Бобров В.П. О проявлении пфальцской фазы и месте ртутного рудогенеза в Донецком бассейне (по новым тектоническим данным // Ртутные месторождения Донбасса. - К.: Наукова думка, 1982. - С. 96-102.

29. Богомолова З.И., Иваницкий А.М., Акинчева М.Я. Контаминация пищевых продуктов ртутью // Методология, гигиенические аспекты оценки и оздоровления окружающей среды. М.: Медицина, 1983. - С. 58-65.

30. Бондаренко С.С., Лубенский Л.А., Куликов Г.В. Геолого-экономическая оценка месторождений подземных промышленных вод. - М.: Недра, 1988. - 203 с.

31. Бондаренко Г.Н. Формирование изотопного состава карбонатной системы природных вод. - К.: Наукова думка, 1983. - 152 с.

32. Бородулин М.И. Системы глубинных разломов Донбасса и их характеристика по данным глубинного сейсмического зондирования // Геол. журнал, 1974. - Т.34. - Вып. 5. - С. 88-96.

33. Бочеввер Ф.М., Лапшин Н.Н., Орадовиская А.Е. Защита подземных вод от загрязнения. - М.: Недра, 1979. - 254 с.

34. Брусиловский С.И. О научно-методологических основах классификаций // Проблемы теоретической и региональной гидрогеохимии. - М., 1979. - С. 84-87.

35. Брынза Н.Ф. и др. Структура центральной части Днепровско-Донецкого авлакогена (по линии профиля Полтава-Ворошиловград) // Геол. журнал, 1979. - Т. 39. - Вып.5 - С 10-18.

36. Бутурлинов Н.В. Схема магматизма и рудогенеза Донбасса // Геология и геохимия рудопроявлений Донбасса и северного склона Украинского щита. - К.: Наукова думка, 1978. - С. 34-54.

37. Буцик Ю.В. О природе геотермических аномалий в западной части Донбасса // Геология угольных месторождений. - М.: Наука, 1969. - Т 1. - С. 169-174.

38. Бэрнем К.В. Гидротермальные флюиды магматической стадии // Геохимия рудных месторождений. - М.: Мир, 1970. - С. 40-73.

39. Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской части платформы. - М.: Недра, 1978. - 152 с.

40. Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. - М.: Изд-во МГУ, 1962. - 398 с.

41. Валяшко М.Г. Генезис рассолов осадочной оболочки // Химия земной коры. - Т.1. - М., 1963. - С. 253-277.
42. Валяшко М.Г. Бром в соляных отложениях и рассолах как геохимический индикатор при исследовании соляных месторождений // Бром в соляных месторождениях и рассолах. - М.: МГУ, 1976. - С. 5-9.
43. Варава К.М., Вовк І.Ф., Негода Г.М. Підземні води четвертинних відкладів платформенної частини України. - К.: Наукова думка, 1973. - 135 с.
44. Варичев С.А., Галабурда Н.И., Смишко Р.М. Особенности раннего этапа развития Днепровско-Донецкой впадины // Геология и геохимия горючих ископаемых, 1969. - Вып. 19. - С. 12-19.
45. Вернадский В.И. История минералов земной коры. Т.П. История природных вод. - М.: Госхимтехиздат, 1933. - 202 с.
46. Ветштейн В.Е., Гавриш В.К., Гуцало Л.К. Изотопный состав водорода и кислорода вод в зонах глубинных разломов // Советская геология, 1979. - № 7. - С. 96-103.
47. Ветштейн В.Е. Изотопы кислорода и водорода природных вод СССР. - М.: Недра, 1982. - 216 с.
48. Вовк І.Ф., Николаенко Т.С. Сульфаты в подземных водах нижних гидродинамических зон Днепровско-Донецкой впадины и их связь с радиоактивностью горных пород // Геол. журнал, 1975. - Т. 35, № 5. - С. 139-144.
49. Вовк І.Ф., Сироштан К.Р. Азот в подземных водах палеозойских отложений Большого Донбасса // Геол. журнал, 1975. - Т. 35. - Вып. 1. - С. 91-99.
50. Вовк І.Ф., Николаенко Т.С. Закономерности распределения и накопления йода и брома в подземных водах нижних гидродинамических зон Днепровско-Донецкой впадины // Геохимия. - № 3. - С. 413-421.
51. Вовк І.Ф., Радиоллиз подземных вод и его геохимическая роль. - М.: Наука, 1979. - 231 с.
52. Ворошилов Ю.И. Геохимия фтора в водах карбона Московского артезианского бассейна. - М.: Наука, 1972. - 96 с.
53. Верба Я., Пекни В., Скорепя Я. Содержание нитратов в подземных водах // Влияние водохозяйственных мероприятий на гидрогеологические и инженерно-геологические условия литосферы. - М., 1987. - С. 73-85.
54. Гавриленко Е.С., Дерпгольц В.Ф. Глубинная гидросфера Земли. - К.: Наукова думка, 1971. - 272 с.

55. Гавриленко Е.С. Гидрогеология тектоносферы. – К.: Наукова думка, 1975. - 195 с.

56. Гавриш В.К. Глубинные структуры (разломы) и методика их изучения на примере Доно-Днепровского прогиба). – К.: Наукова думка, 1969. - 269 с.

57. Гавриш В.К. Глубинные разломы, геотектоническое, развитие и нефтегазоносность рифтогенов. – К.: Наукова думка, 1974. - 159 с.

58. Гавриш В.К., Добрянский Л.А. Рудоконтролирующее значение некоторых широтных разломов в Донбассе// ДАН УССР, 1982.- Сер. геол. № 10. - С. 3-6.

59. Гавриш В.К., Добрянский Л.А., Мурич А.Т. Нефть, газ и глубинные разломы Донбасса. – К.: Препринт ИГН АН УССР, 1984, - 56 с.

60. Гавриш В.К. Заложение, развитие Днепровско-Донецкой впадины и проблема её крупномасштабного тектонического районирования // Геол. журнал, 1986.- Т. 46. - № 4. - С. 3-16.

61. Гавриш В.Г. Проблема тектонического районирования Днепровско-Донецкой впадины и прогнозирования ее нефтегазоносных ловушек // Геол. журнал, 1986. - Т. 46, № 6. - С. 97-104.

62. Галабурда Н.И., Малюк Б.И. Особенности размещения соляных структур Днепровско-Донецкой впадины // Геол. журнал, 1986. - Т. 46, № 2.- С. 125-132.

63. Гаркаленко И.А., Бородулин М.И., Михалев А.К. О переходной зоне между Днепровско-Донецкой впадиной и Донецким складчатым сооружением // Геол. журнал, 1971. - Т. 31, № 4. - С. 92-98.

64. Галогенные формации Северо-Западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины и их калиеносность / Корневский С.М., Бобров В.П., Супрунук К.С., Хрущев Д.П. - М.: Недра, 1968. – 240 с.

65. Геологическая среда и структурные условия гидротермального рудообразования/ Сафонов Ю.Г., Пэк А.А., Лукин Л.И. Малиновский Е.П. - М.: Наука, 1982. - 221 с.

66. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. - М.: Госгеотехиздат, 1963. - Т. 1.- 1210 с.

67. Геология ртутных месторождений и рудопроявлений Украины. – К.: Наукова думка, 1975. - 285 с.

68. Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм (на примере Мутновского геотермального месторождения), - М.: Наука, 1986. - 305 с.

69. Гидрогеология СССР.- Т. 1, Донбасс. - М.: Недра, 1971. – 480 с.

70. Гідрогеологія та інженерна геологія глибоких горизонтів Донбасу. – К.: Наукова думка, 1974.- 162 с.

71. Гойжевский А.А., Науменко В.В., Скаржинский В.И. Тектономагматическая активизация регионов Украины. – К.: Наукова думка, 1977. - 120 с.

72. Голева Г.А. Гидрогеохимические поиски скрытого оруденения. - М.: Недра, 1968.- 292 с.

73. Голева Г.А. Геохимия водных ореолов рассеяния месторождений ртути и формы ее миграции в подземных водах // Вопросы прикладной геохимии. - М.: Недра, 1971. - Вып. 2. - С. 113-126.

74. Голева Г.А. Гидрогеохимические поиски скрытого оруденения и формы водной миграции элементов-индикаторов // Геохимические поиски рудных месторождений. - М.: Недра, 1972. - С. 165-177.

75. Голева Г.А. Гидрогеохимия рудных элементов. - М.: Недра, 1977. – 216 с.

76. Голева Г.А. Роль воды в геохимических процессах // Региональная геохимия и рудообразование. - М., 1980. - С. 146-161.

77. Головченко Н.Г. Об условиях формирования ртутных месторождений Закарпатья и Донбасса // Вестник. – Львов: ГУ, 1972. - Сер. геол. - Вып. 5.- С. 14-19.

78. Голодковская Г.А. и др. Проблемы рационального использования, управления и охраны геологической среды // Проблемы рационального использования геологической среды. - М.: Наука, 1988. - С. 103-138.

79. Голубев В.С., Шарапов В.Н. Динамика эндогенного рудообразования. - М.: Недра, 1974. – 280 с.

80. Гольдберг В.М., Баскаков А.А. О фильтрационных свойствах глинистых пород в условиях переменных температур // Научно-технич. совещ. по геотермическим методам исследований в гидрогеологии. Тезисы доклада. - М., 1975. - С. 25-26.

81. Гольдберг В.М., Кулинич А.Г. Влияние отбора подземных вод и складирования отходов на загрязнение природной среды. Мероприятия по ограничению отрицательных последствий // Влияние водохозяйственных мероприятий на гидрогеологические и инженерно-геологические условия литосферы. Международ. научный семинар. - Ташкент, 1985.- М., 1987. - С. 85-91.

82. Гольдберг В.М. Взаимосвязь загрязнения подземных вод и природной среды. - М.: Гидрометеиздат, 1987. - 248 с.

83. Гольдберг В.М., Скворцов Н.П. Изучение фильтрационных свойств водоупорных слоев при решении задач охраны подземных вод и захоронения промстоков // Гидрогеологические и инженер.-геол. исследования техноген. воздействия на геологич. среду. - М., 1988. - С. 118-126.

84. Горовой А.Ф., Кирикилица С.И. О глубине выветривания пород Железнянского участка Никитовского рудного поля // III-я геол. конференция "Степановские чтения". - Тезисы докл. - Артемовск, 1969. - С. 122-123.

85. Горовой А.Ф. Минералогия и геохимия ртутных месторождений Донбасса. – К.: Вища школа, 1987. - 104 с.

86. Гринберг А.А. Введение в химию комплексных соединений. - Л.: Химия, 1971. – 632 с.

87. Гриненко В.А., Никаноров А.А., Федоров Ю.А. Изотопно-геохимические показатели генезиса сульфатов природных вод угледобывающих районов (на примере Восточного Донбасса) // ДАН СССР, 1990. - Т. 313, №.3 - С. 683-686.

88. Гроздова О.И. Картографирование и региональные прогнозы техногенных изменений подземной гидросферы. - М.: Изд-во ВИЭМС, 1987. - 64 с.

89. Грушевская А.М. Оценка коллекторских свойств песчаников московского яруса среднего карбона северной части Донбасса с целью захоронения в них промышленных сточных вод // Вопросы закачки промышленных сточных вод Донбасса в глубокие водоносные горизонты. Труды ВНИИ ДонГЕО. - Харьков, 1971. - С. 39-48.

90. Дворников А.Г. Некоторые данные о содержании ртути в шахтных водах юго-восточного Донбасса // Гидрогеохимические материалы. - Л.: Гидрометеиздат, 1968. - Т. 156. - С. 57-63.

91. Дерпгольц В.Ф. К гипотезе формирования природных растворов. ДАН СССР, 1962. - Т. 142, № 6. - С. 1384-1386.

92. Дерпгольц В.Ф. Вода во Вселенной (в космосе, на малых телах Солнечной системы, в атмосферах, на поверхности и в недрах планет). - Л.: Недра, 1971. - 222 с.

93. Детри Ж. Атмосфера должна быть чистой. - М.: Прогресс, 1973. – 379 с.

94. Дмитриев М.Т. и др. Санитарно-химический анализ загрязняющих веществ в окружающей среде. - Справочник. - М.: Химия, 1983. – 303 с.

95. Добровольский В.В. Глобальные циклы миграции тяжелых металлов // Развитие идей В.И. Вернадского в геол. науках / АН СССР. Ин-т геохимии и аналит. химии. - М., 1991. - С. 86-95.

96. Добрянский А.М. Структура Горловской антиклинали Донецкого кряжа / Автореф. дис. канд.-геол.-мин. наук. - К., 1965. - 19с.

97. Егоренков Е.С. Микрокомпоненты в подземных водах (ртуть) // Геология и разведка недр. - Алма-Ата, 1976. - Вып. 6. - С. 67-71.

98. Егоров С.В. Связь гидрогеохимических особенностей платформ с тектоникой // Труды ВСЕГЕИ, 1975. - Т. 241. - С. 126-132.

99. Ежов Ю.А., Вдовин Ю.П. К вопросу о вертикальной гидродинамической зональности земной коры // Сов. геология, 1970. - № 11. - С. 63-73.

100. Єлісєєва М.П. До питання про закономірності поширення йоду та бром у нафтових водах Дніпровсько-Донецької западини // Питання вивчення підземних вод Української РСР. - К., Вид-во АН УРСР, 1959. - С. 11-25.

101. Жовинский Э.Я. Геохимия фтора в осадочных формациях юго-запада Восточно-Европейской платформы. - К.: Наукова думка, 1979. - 200 с.

102. Жовинский Э.Я., Иванченко В.Я. Интерпретация гидрогеохимических аномалий фтора на примере района Среднего Приднестровья // Докл. АН УССР, 1980. - Сер.Б., № 6. - С. 15-17.

103. Жовинский Э.Я. Фторометрические методы поисков. - К.: Наукова думка, 1985. - 161 с.

104. Жовинский Э.Я., Кураева И.В. Гидрогеохимические поиски полезных ископаемых по фтору // Гидрогеохимические поиски месторожд. полез. ископ. Тезисы докл. - Томск, 1986. - С. 85.

105. Жулид В.А. Фазы тектогенеза и минерализации Донбасса по геолого-геохимическим (изотопным) данным // Геология и геохимия рудопроявлений Донбасса и северного склона Украинского щита. - К.: Наукова думка, 1978. - С. 81-87.

106. Зайцев И.К. Некоторые закономерности распространения и формирования подземных рассолов на территории СССР // Бюллетень ВСЕГЕИ, 1958. - С. 123-137.

107. Зайцев И.К., Басков Е.А. Основные черты гидрохимической зональности платформенных областей и ее значение для изучения вторичного изменения осадочных пород // Литология и полезные ископаемые. 1969. - № 6. - С. 81-94.

108. Зайцев И.К. Гидрогеохимия СССР. - Л.: Недра, 1986. - 239 с.

109. Зарицкий А.И., Зацеха Б.В., Стрёмовский А.М. Новые данные о геолого-геохимических и термодинамических особенностях некоторых типов гидротермальной минерализации зоны сочленения Донбасса с Приазовьем // Полезные ископ. Украины. – К.: Наукова думка, 1966. – С. 109-115.

110. Зарицкий А.И. Некоторые критерии прогнозирования и поисков месторождений плавикового шпата на Украине // Флюорит Украины (критерии поисков). – К.: Наукова думка, 1981. – С. 5-20.

111. Заря В.Ф. Особенности структуры Никитовского рудного поля // Геология рудных месторождений, 1979. – № 2. – С. 69-74.

112. Заря В.Ф. Особенности размещения оруденения на Никитовском рудном поле // Геология рудных месторождений, 1984. – № 1. – С. 42-51.

113. Застежко Ю.С. Характерные черты химического состава подземных вод юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины // Труды УкрНИИгаз. 1972. – Вып. 4. – С. 250-259.

114. Захарченко Г.М. О вертикальной гидрохимической зональности Днепровско-Донецкого артезианского бассейна // Сборник статей по вопросам гидрогеол. и инж. геол. – М.: Изд-во МГУ, 1962. – С. 222-227.

115. Зацеха В.Б. и др. Генетические особенности минералообразования Славянского ртутного месторождения // Минер. сб. Льв.ун-та. 1973. – Т. 4, № 27. – С. 326-332.

116. Зинчук И.Н. Калюжный В.А., Щирица А.С. Флюидный режим гидротермального минералообразования Центрального Донбасса. – К.: Наукова думка, 1984. – 104 с.

117. Изотопно-геохимические методы оценки степени взаимосвязи подземных и поверхностных вод / Э.В. Соботович, Г.Н. Бондаренко, В.Е. Ветштейн и др. – К.: Наукова думка, 1977. – 154 с.

118. Изыскания и оценка запасов промышленных подземных вод / Бондаренко С.С. и др. – М.: Недра, 1971. – 244 с.

119. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М-во геологии СССР. – М.: Недра, 1983. – 170 с.

120. Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров. Вода в магматических расплавах. – М.: Наука, 1971. – 267 с.

121. Калюжный В.А. Современное состояние проблемы "Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования (по включениям в минералах)"//Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. – К.: Наукова думка, 1978. – С. 3-16.

122. Капченко Л.Н. О происхождении подземных вод нефтегазоносных провинций и формировании их состава // Гидрогеология нефтегазоносных провинций. – К.: Наукова думка, 1982. – С. 66-77.

123. Карасева А.П. Некоторые черты гидрогеохимии мышьяка // Труды ЦНИИ курортологии и физиотерапии. 1973. - Т. 26. - С. 32-36.

124. Карасик А.М., Гончаров Ю.И., Василевская А.Е. Ртуть в минерализованных водах и рассолах пермской галогенной толщи Донбасса // Геохимия, 1965. - № 1. – С.117-121.

125. Карцев А.А., Шургин В.П. Геохимические методы исследований при поисках нефти и газа. - М.: Недра, 1964. – 202 с.

126. Кашпур Я.Н. Деякі закономірності геотермічного режиму Донбасу // Геол.журнал. 1957. - Вип.17, № 4. - С. 33-39.

127. Кирикилици С.И., Левенштейн М.Л., Фридман А.И. и др. О составе и природе свободных газовыделений (газовых струй) ртутных рудопроявлений Дружковско-Константиновской антиклинали // Геол. журнал. 1972. - Т. 32. – Вып. 2. – С. 92-97.

128. Кітик В.І., Смішко Р.М., Куцяба І.В. Нові дані про абсолютний вік вулканічних порід Дніпровсько-Донецької западини // Докл. АН УРСР 1970. – Сер. Б., № 1. – С. 17-20.

129. Клаппер Г. О современном уровне и перспективах борьбы с эвтрофированием вод// Природные ресурсы и окружающая среда. - М.: Изд-во АН СССР, 1979. – С. 70-80.

130. Клименко И.А. и др. Состояние и перспективы комплексной утилизации ценных компонентов природных и техногенных минерализованных вод // Обзор ВИЭМС. – М., 1981. – 34 с.

131. Климентьев В.П. Основные закономерности формирования фоновых гидрогеохимических условий // Формирование ореолов засоленных вод. – Минск, 1974. – С.25-41.

132. Клитченко М.А., Суярко В.Г. Построение геолого-генетических моделей ртутных месторождений на примере Никитовского рудного поля (Донбасс) // Геол. рудных месторождений, 1989. – № 5. – С. 57-68.

133. Козин А.Н. Основные факторы формирования подземных вод и оценка их роли // Гидрохимические материалы. – Л.: 1985. – Т. 93. – С. 37-53.

134. Колодий В.В. Подземные воды нефтегазоносных провинций и их роль в миграции и аккумуляции нефти (на примере Юга СССР). – К.: Наукова думка, 1983. – 245 с.

135. Колодий В.В., Сиван Т.П. Геохимические связи поровых растворов, подземных вод и вмещающих пород // Геохимия природных вод. Тр. II Международ. симпозиума, 1982. – Л., 1985. – С. 263-270.

136. Колотов Б.А., Эленбоген А.М. О специфике форм миграции микроэлементов в подземных водах // ДАН СССР, 1974. – Серия геол. – Т. 216, № 1. – С. 187-190.

137. Комарова М.В., Сурдутович О.И. Некоторые вопросы формирования химического состава грунтовых вод Украины // Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Украины. – М.: Недра, 1969. – Вып. 2. – С. 87-92.

138. Комов И.Л., Лукашев А.Н., Коплус А.В. Геохимические методы поисков месторождений неметаллических полезных ископаемых. – М.: Недра, 1982. – 266 с.

139. Конашов В.Г. О роли древнекиммерийской и донецкой фаз складчатости на северо-западной окраине Донбасса // Геол. конф. "Степановские чтения": Тез.докл. – Артемовск, 1967. – С. 40-42.

140. Конашов В.Г. Мезозойский этап тектогенеза в Донецком бассейне // Геол. журнал, 1983. – № 3. – С. 96-102.

141. Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг). – М.: Наука, 1983. – 216 с.

142. Коржинский Д.С. Особенности постмагматических явлений в вулканических формациях в зависимости от глубинности // ДАН СССР, 1960. – Т. 133, № 5. – С. 1194-1197.

143. Коросташовец И.П., Месяц И.А. Палеогидрогеологические условия девонских отложений Днепровско-Донецкой впадины // Геол. журнал, 1972. – Т. 32., № 6. – С. 109-115.

144. Короткевич Г.В. Соляной карст. – Л.: Недра, 1970. – 256 с.

145. Корчемагин Б.А. и др. К вопросу ртутоносности мезокайнозойских пород Донецкого бассейна // ДАН СССР, 1977. – Т. 233, № 1. – С. 203-206.

146. Корчемагин Б.А., Панов Б.С., Купенко Б.И. и др. О генезисе гидротермальной минерализации Донбасса по данным изотопной геохимии // Геохимия, 1980.- № 3. – С. 408-415.

147. Корчемагин Б.А. Геологическая структура поля напряжений в связи с эволюцией эндогенных режимов Донбасса / Автореф. докт. дис. – М., 1984. – 48 с.

148. Крайнов С.Р. Геохимия редких элементов в подземных водах. – М.: Недра, 1973. – 296 с.

149. Крайнев С.Р., Швец В.М. Основы геохимии подземных вод. - М.: Недра, 1980. – 285 с.
150. Кудельский А.В. Гидрогеологическая зональность и гидрогеохимия земной коры // Геохимия природных вод. - Тр. II Международ. симпоз., 1982. - Л., 1985. – С. 149-155.
151. Кузнецов В.А., Оболенский А.А. Вопросы генезиса ртутных месторождений и проблема источников рудного вещества // Геология и геофизика, 1970. – № 4. – С. 44-57.
152. Лагунова И.А. Условия проявления и особенности формирования вод пониженной минерализации в глубоких зонах осадочных бассейнов // Сов. геология, 1979. – № 2. – С. 48-62.
153. Лагутин П.К., Сушук Е.Г. Медная минерализация в песчаниках Донбасса // Геология и геохимия рудопроявлений Донбасса и северного склона Украинского щита. – К.: Наукова думка, 1978. – С. 88-100.
154. Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Груба В.И. Минералогия Донецкого бассейна. – К.: Наукова думка, 1975. – Ч. I. – 254 с.
155. Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Павлишин В.Н. Минералогия Донецкого бассейна. – К.: Наукова думка, 1975. – Ч. II. – 502 с.
156. Ласьков В.А. О возрасте ртутного оруденения в Донбассе // Третья геологическая конференция "Степановские чтения". – Артемовск, 1969. – С. 149-150.
157. Левенштейн М.Л., Нестеренко Л.П. К вопросу о проявлении верхнекаменноугольных орогенических фаз в Донецком бассейне // Изв. АН СССР, 1955. – Сер. геол., № 1. – С. 43-51.
158. Логачев Н.А., Зорин Ю.А., Рогожина В.А. Кайнозойский континентальный рифтогенез и геологические формации (на примере Кенійской и Байкальской рифтовых зон) // Геотектоника, 1983. – № 2. – С. 3-15.
159. Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. – Новосибирск: Наука, 1974. – 166с.
160. Ломоносов И.С. Основные направления повышения эффективности гидрогеологических исследований // Гидрогеохимические поиски месторождений полезных ископаемых. Тезисы докл. – Томск, 1986. – С. 8-9.
161. Лялько В.И., Митник М.М., Добровольский Е.В. Новые решения задач тепломассопереноса для целей геологии // Геол. журнал, 1982. – Т. 42, № 3. – С. 13-24.

162. Лялько В.И. Тепломассоперенос в литосфере. - К.: Наукова думка, 1985. – 259 с.
163. Лялько В.И., Митник М.М. Тепломассоперенос в геологических процессах // Геол. журнал, 1986. – Т. 46, № 6. – С. 80-88.
164. Ляшкевич З.М., Завьялова Т.Е. Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины. – К.: Наукова думка, 1977. – 178 с.
165. Майданович І.О. Про глибинну тектоніку Донбасу // ДАН УРСР, 1968. - Сер. Б. № 6. – С. 26.
166. Майданович И.А., Радзивилл А.Я. Особенности тектоники угольных бассейнов Украины. – К.: Наукова думка, 1984. – 120 с.
167. Майзер П. Влияние сельского хозяйства на содержание нитратов в подземных водах // Влияние водохозяйственных мероприятий на гидрогеологические и инженерно-геологические условия литосферы. - М., 1987. - С. 18-25.
168. Макаревич В.Н. О строении земной коры рифтовых зон и авлакогенов и их происхождении // Бюл. Москв. о-ва испыт. природы, 1980. - Отд. геол. – Т. 55. – Вып.1. – С. 28-31.
169. Маков К.И. Новые данные о химизме глубоких подземных вод Днепровско-Донецкой впадины в связи с ее нефтеносностью // Труды нефтяной конфер. при ИГ АН УССР. – К., 1939. – С. 15-21.
170. Маков К.І. Основні принципи теорії формування підземних вод. - Вісті АН УРСР, 1946. – № 4. – С. 75-81.
171. Маков К.И. Подземные воды Украинской ССР. – К.: Изд-во АН УССР, 1947. – 621 с.
172. Малые артезианские бассейны Северо-Западного Донбасса // Бут Ю.С., Решетов И.К., Дробноход Н.И. и др. – К. :Наукова думка, 1987. – 200 с.
173. Малышева Д.Л, Ландшафтно-геохимическое прогнозирование перераспределения загрязнений в зонах влияния энергетических объектов // Физическая география и геоморфология, 1991. – № 38. – С. 50-60.
174. Мартынова М.А., Хаустов В.В. О генезисе углекислых минеральных вод Северного Кавказа с позиций тектоники плит // Вестник ЛГУ, 1990. – Сер. 7, № 3. – С. 31-42.
175. Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. - М.: Наука, 1967. – 255 с.
176. Мацошик А.В. Генетическая классификация гидрогеохимических аномалий // Вопросы гидрогеологии – М., 1977. – С. 49-55.
177. Мейсон Б. Основы геохимии. – М.: Недра, 1971. – 312 с.

178. Металлогения Украины и Молдавии/ Под ред. Я.Н. Белевцева. – К.: Наукова думка, 1974. – 508 с.

179. Методические рекомендации по применению гидрогеохимического метода поисков скрытого оруденения в Донбассе и Днепровско-Донецкой впадине / Суярко В.Г. – Симферополь: Изд-во ИМП МГ УССР, 1985. – 92 с.

180. Методические рекомендации по гидрогеохимическому методу поисков в южных районах Украины / Пономарев Е.А., Пономарева В.А. – Симферополь: Изд-во ИМП МГ УССР, 1978. – 147 с.

181. Методические рекомендации по проведению гидрогеологической и инженерно-геологической съемки для целей мелиорации применительно к природным условиям различных регионов Украины. – К.: Изд-во МГ УССР, 1979. – 175 с.

182. Методические указания по гидрогеохимическим поискам рудных месторождений / Голева Г.А., Крайнев С.Р., Соколов И.Ю. – М.: Недра, 1968. – 92 с.

183. Методическое руководство по гидрогеохимическим поискам рудных месторождений / Удодов П.А., Шварцев С.Л., Рассказов Н.М. и др. – М.: Недра, 1973. – 184 с.

184. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. – М.: Недра, 1976. – 279 с.

185. Милановский Е.Е. Разломы рифтовых зон // Бюл. М. об-ва исп. природы. Отд. геологии. – 1978. – Т.53 (1). – С. 5-21.

186. Милановский Е.Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое (проблемы пульсаций и расширения Земли) // Геотектоника, 1978. – № 6. – С. 3-16.

187. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). – М.: Недра, 1983. – 280 с.

188. Мироненко В.А., Гречищев С.Е., Смирнов Б.Б., Шестаков В.М. Проблемы прогнозирования изменений геологической среды под влиянием техногенных воздействий // Проблемы рационального использования геологической среды. - М.: Наука, 1988. – С. 84-102.

189. Мицкевич Б.Ф., Сушик Ю.Я., Самчук А.И. Физико-химический анализ состояния редких элементов в природных растворах // Гидрогеохимические поиски месторождений полезных ископаемых. – Томск, 1986. – С. 26-27.

190. Моисеенко В.Г., Малахов В.В. Физико-химические условия эндогенного рудообразования. – М.: Наука, 1979. – 200 с.

191. Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. – М.: Наука, 1982. – 192 с.
192. Моисеенко У.И., Смыслов А.А. Температура земных недр. – М.: Недра, 1986, – 180с.
193. Мурич А.Т., Сенченко Л.Н. Об аномалиях микроэлементов в подземных водах центральной части Донбасса // Геол. журнал, 1975. – Т. 35, №2. – С. 128-132.
194. Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. – М.: Наука, 1980. – 199 с.
195. Науменко В.В. Эндогенное оруденение в эпохи активизации Европы. – К.: Наукова думка, 1981. – 216 с.
196. Никольский И.Л. Ртутные месторождения Донбасса // Геология и геохимия рудопроявлений Донбасса и северного склона Украинского щита. – К.: Наукова думка, 1978. – С. 5-16.
197. Оболенский А.А., Борисенко А.С., Оболенская Р.В. Природа гидротермальных растворов и источники рудного вещества эпитеpmальных месторождений ртути, сурьмы и мышьяка // Природа растворов и источники рудообраз. веществ эндогенных месторождений. - Новосибирск: Наука, 1979. – С. 42-47.
198. Оболенский А.А. Генезис месторождений ртутной рудной формации (на примере Южно-Сибирской металлогенической провинции в Монголии). – Новосибирск: Наука, 1985. – 194 с.
199. Овчинников А.М. Современное состояние вопроса о формировании подземных вод // Труды лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР, 1948. – Т 1. – С . 35-51.
200. Овчинников А.М. Минеральные воды. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 375 с.
201. Овчинников А.М. Гидрогеохимия. – М.: Недра, 1970. – 200 с.
202. Озерова Н.А. и др. Некоторые минералого-геохимические особенности современного ртутно-сурьмяного рудообразования (на примере действующих гидротерм Камчатки, Курильских островов, Калифорнии и других районов) // Очерки геохимии отдельных элементов. – М.: Наука, 1973. – С. 50-93.
203. Озерова Н.А. Некоторые вопросы геохимии ртути и проблемы источников рудного вещества// Металлогения ртути. – М.: Недра, 1976. – С. 28-41.
204. Озерова Н.А. О "ртутном дыхании" Земли // Дегазация Земли и геотектоника. - М.: Недра, 1980. – С. 273-274.

205. Озябкин В.Н. Метод количественной оценки химического взаимодействия подземных вод с вмещающими породами // Труды ВНИГРИ, 1974. - Вып. 351. - С. 163-180.

206. Основы гидрогеологии. Геологическая деятельность и история воды в земных недрах / Пиннекер Е.В., Писарский В.И., Шварцев С.Л. и др. - Новосибирск: Наука, 1982. - 239 с.

207. Основы гидрогеологии. Гидрогеодинамика / Гавич И.К., Ковалевский В.С., Язвин Л.С. и др. - Новосибирск: Наука, 1983. - 239с.

208. Основы гидрогеологии. Использование и охрана подземных вод / Маринов Н.А., Орадовская А.Е., Пиннекер Е.В. и др. - Новосибирск: Наука, 1983. - 228 с.

209. Павлов А.Л. Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании. - Новосибирск: Наука, 1976. - 221 с.

210. Павлов Ю.С. Закономерности распределения стронция и брома в хлоридных рассолах Припятской впадины // Тр. ВНИИ гидрогеологии и инж. геологии. - М.: 1975. - С. 107-114.

211. Панов Б.С. Минерагения активизированной области Донбасса и его обрамления / Автореф. доктор. диссерт. - К., 1972. - 34 с.

212. Панов Б.С., Пилот И., Корчемагин В.А. Новые данные об изотопах серы сульфидов Донбасса // ДАН УССР, 1973. - Сер. Б, № 1. - С. 29-31.

213. Панов Б.С., Корчемагин В.А., Пилот И. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов Донбасса // ДАН УССР, 1974. - Сер. Б, № 3. - С. 226-234.

214. Панов Б.С., Лидер О. Флюоритовая минерализация Донецкого бассейна и южной части ГДР // Регион. и генетич. минералогия, 1978. - Вып. 2. - С. 26-37.

215. Панов Б.С. Геохимические особенности, генезис и перспективы гидротермальной рудной минерализации Донецкого бассейна // Геология и геохимия рудопроявл. Донбасса и северного склона Украинского щита. - К.: Наукова думка, 1978. - С. 16-33.

216. Панов Б.С. Генетические особенности и поисковые критерии флюоритовой минерализации Донбасса и Приазовья // Флюорит Украины (критерии поисков). - К.: Наукова думка, 1981. - С. 20-41.

217. Панов Б.С. Изотопно-геохимические данные и генезис ртутной минерализации Никитовского рудного поля // Ртутные месторождения Донбасса. - К.: Наукова думка, 1982. - С. 119-125.

218. Панов Б.С. Геолого-генетическая модель Никитовского рудного поля в Донецком бассейне // Генетические модели эндогенных рудных формаций. - Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1985. - С. 121-123.

219. Панов Б.С., Янь Хунь Уйань. Особенности флюоритовых месторождений на востоке КНР (провинция Чжецян) // Геология и разведка, 1988. - № 3. - С. 52-59.

220. Панов Б.С. О геолого-генетической модели ртутной рудной формации (на примере Никитовского рудного поля в Донбассе) // Источники руд. в-ва и физ.-хим. условия эпипермального рудообразования. - Новосибирск: Наука, 1990. - С. 24-33.

221. Панов Б.С., Суярко В.Г. Условия образования и особенности выветривания скрытого флюоритового оруденения. Покрово-Киреевского месторождения в Южном Донбассе // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 1990. - № 5. - С. 70-77.

222. Передериев В.А., Суярко В.Г. Аномалии йода в подземных водах и горных породах как индикаторы разрывных нарушений // Проблемы региональной гидрогеохимии. - Л.: Изд-во АН СССР, 1979. - С. 60-61.

223. Перельман А.И. Геохимия ландшафта. - М.: Высшая школа, 1975. - 341 с.

224. Пересунько Д.И. Экологические аспекты охраны геологической среды // Гидрогеол. и инж.-геол. проблемы Приаралья. - Ташкент, 1990. - С. 13-22.

225. Пиннекер Е.В. Проблемы региональной гидрогеологии (Закономерности распространения и формирования подземных вод). - М.: Наука, 1977. - 196 с.

226. Пиннекер Е.Б. Охрана подземных вод. - Новосибирск: Наука, 1979. - 70 с.

227. Питьева К.Е. Гидрогеохимические аспекты охраны геологической среды. - М.: Наука, 1984. - 221 с.

228. Плотникова Г.Н. Закономерности распространения и формирования сульфидных вод СССР // Труды ЦНИИ курортологии и физиотерапии, 1977. - Вып. 34. - С. 59-94.

229. Погребняк Ю.Ф., Толочко В.В. Гидрогеохимические поиски рудных месторождений в Забайкалье. - Новосибирск: Наука, 1985. - 96с.

230. Поливанова А.И. Об изотопном составе подземных рассолов как показателе их происхождения // Геохимия, 1970, - № 7. - С. 829-837.

231. Пономарьов Е.А., Ісакова І.В., Закренична ГЛ. Ртуть у поверхневих та підземних водах східного Донбасу // ДАН УРСР. - Сер. Б, № 10. - С. 893-895.

232. Попов В.Г. Особенности распределения и накопления брома в подземных водах Приуралья // Гидрогеохимические материалы. - М., 1985. - Т. 93. - С. 53-63.

233. Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф. Гидрогеохимия обменно-адсорбционных процессов. - Уфа.: Препринт Башкир. научн. центра УрО АН СССР, 1990. - 56 с.

234. Попов И.В., Бандарик Г.К., Розовский Л.Б. Задачи и методы долгосрочного прогноза инженерно-геологических условий// Рациональное использование земной коры. - М.: Недра, 1974. - С. 51-60.

235. Порфирьев Р.Б. О природе нефти // Минерал. сб. Львов. геол. об-ва, 1961. - № 7-8. - С. 13-38.

236. Посохов Е.В. Формирование химического состава подземных вод. - Л.: Гидрометеиздат, 1966. - 258 с.

237. Посохов Е.В. О происхождении основных химических классов и типов подземных вод // Тр. Новочеркасского политехн. института, 1975. - Т. 298. - С. 3-24.

238. Пэк А.А. Гидродинамические условия концентрации восходящего потока гидротермальных растворов в антиклинальных и синклинальных складках // ДАН СССР, 1979. - Т. 246, № 3. - С. 686-689.

239. Раздорожный В.Ф. Стадии гидротермального минералообразования Никитовского рудного поля // ДАН СССР, 1976 - № 5. - С. 1190-1192.

240. Разенкова Н.И., Самойлова Ю.С. Ртуть в зоне окисления. - М.: Недра, 1975. - 73 с.

241. Реддер Э. Флюидные включения как реликты рудообразующих флюидов// Геохимия гидротермальных рудных месторождений. - М.: Мир, 1970. - С. 428-489.

242. Резников А.А., Куликовская Е.Н., Соколов И.Ю. Методы химического анализа природных вод. - М.: Недра, 1970. - 488 с.

243. Решетов И.К. Закономерности распространения и условия формирования подземных вод малых артезианских бассейнов Северо-западного Донбасса и перспективы их использования в народном хозяйстве / Автореферат канд. диссертации. - М., 1979. - 26 с.

244. Роль подземной гидросферы в истории Земли. Докл. на Всесоюзном семинаре (1990), посвященном 100-летию со дня рождения

Б.Л. Личкова / Ред. Воронов А.Н., Карцев А.А. - М.: Наука, 1990. - 137с.

245. Рыбалко С.И., Ткачук Л.Г., Кирикилица С.И. и др. К вопросу о состоянии воды в верхней мантии // ДАН УССР, 1978. - Сер. Б, № 12. - С. 1075-1079.

246. Сайдаковский С.З., Чернега Л.Г. Опыт захоронения сточных вод в глубокие горизонты земной коры // Труды ВНИИ ВОДГЕО. - Харьков, 1971. - С. 5-9.

247. Самарина В.С., Мартынова М.А. К обоснованию разделения природных вод по величине минерализации// Вопросы геологии и гидрохимии. - Л., 1966. - С. 66-71.

248. Самарина В.С. Гидрогеохимия. - Л.: Изд-во ЛГУ, 1977. - 360с.

249. Санитарные правила и нормы охраны поверхностных вод от загрязнения. - М.: Минздрав СССР, 1977. - 68 с.

250. Сауков А.А. Ртуть в баритах // ДАН СССР, 1939.- Т. 22, № 5. - С.с258-260.

251. Сауков А.А., Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А. Очерки геохимии ртути. - М.: Наука, 1972. - 336 с.

252. Синичка А.М. Связь вулканической деятельности с формированием галогенных толщ // Солянокупольные регионы СССР и их нефтегазоносность. - К.: Наукова думка, 1969 .- Ч. 1. - С. 118-128.

253. Синяков В.И. Общие рудогенетические модели эндогенных месторождений. - Новосибирск: Наука, 1966. - 242 с.

254. Скаржинский В.И. Эндогенная металлогения Донецкого бассейна. - К.: Наукова думка, 1973. - 203 с.

255. Скаржинский В.И., Кузнецов Ю.А. О вероятности генетической связи сурьмяно-ртутного и золото-полиметаллического оруденения Донецкого бассейна // Ртутные месторождения Донбасса. - Киев:Наук.думка,1982.- С.35-42.

256. Смирнов С.И. Введение в изучение геохимической истории подземных вод седиментационных бассейнов. - М.: Недра, 1974. - 263 с.

257. Смирнов Б.И. Геология полезных ископаемых. - М.: Недра, 1976. - 688 с.

258. Смишко Р.М., Кушнирук В.А. Роль глубинных разломов в формировании структуры кристаллического фундамента Донбасса // Геол. журнал, 1978. - Т. 38, № 2. - С. 68-73.

259. Смишко Р.М. Глубинные разломы Донецкого бассейна // Геология и геохимия горюч. ископ.,1984. - С. 55-66.

260. Соботович Э.В., Бондаренко Г.Н., Гудзенко И.С. Некоторые результаты использования изотопных методов при изучении условий водообмена // Радиоизотопные методы исследований в гидрогеологии. – К., 1975. – С.71-74.

261. Соботович Э.В., Бондаренко Г.Н., Ковалюх Н.Н. Радиоуглерод в гидрогеологических исследованиях // Научно-техническая конференция: Использование естественных радиоактивных изотопов в гидрогеологии. - Котовице, 1974. - С. 229-258.

262. Современное гидротермальное рудоотложение. - М.: Мир, 1974.- 280 с.

263. Созанський В.І. Зв'язок солеутворення з вулканізмом // ДАН УРСР, 1963, – № 2 . – С. 261-264.

264. Созанский В.И. Геологические аспекты галогенеза// Проблемы неорганического происхождения нефти. - К.: Наукова думка, 1971. - С. 151-172.

265. Созанский В.И. Геология и генезис соленосных образований.- К.: Наукова думка, 1973. - 199 с.

266. Соллогуб Б.Б., Бородулин М.И., Чекунов А.В. Глубинная структура Донбасса и сопредельных регионов // Геол. журнал, 1977. - Т. 37. - Вып. 2. - С. 23-30.

267. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Стратификация раздела М // ДАН СССР, 1979. - Т. 244, № 6. - С. 1447-1450.

268. Соллогуб Б.Б., Чекунов А.В. Литосфера юго-восточной части Европы по данным геофизики // Изв. АН СССР, 1983. - Сер. геол., № 12. - С. 3-12.

269. Соляков И.П. Гидрохимическая зональность в каменноугольных отложениях юго-западной части Донбасса // I Украинское гидрогеол. совещание. – К.: Изд-во АН УССР, 1961. - С. 350-361.

270. Соненфельд П. Рассолы и эвапориты. - М.: Мир, 1988. - 480 с.

271. Сорокин В.И., Алехин Ю.В., Дадзе Т.П. Растворимость ртути в системах Hg- H₂O, Hg - S - (Cl) - H₂O и формы ее существования в сульфидобразующих термальных водах Камчатки и о-ва Кунашир // Очерки физико-химической петрологии. - М.: Наука, 1978. - Вып. 8. - С. 133-149.

272. Степанов В.М. Основы региональной гидрогеологии (структурная гидрогеология). - Иркутск: Изд-во ВПИ, 1979. - 54 с.

273. Стремовский А.М. Новые данные о связи флюоритовой минерализации с дайковыми породами и о структурной позиции Покрово-

Киреевского месторождения // Вторая геол. конференция "Степановские чтения". - Артемовск, 1968, - С. 140-141.

274. Сугробов В.М. Особенности разгрузки высокотемпературных подземных вод в долине гейзеров // Вопросы географии Камчатки, 1990. - № 10. - С. 81-89.

275. Султанов Б.И. Глубинные конденсационные воды газоконденсатных месторождений и условия их формирования // ДАН АзССР, 1961. - № 2. - С. 1165-1167.

276. Сутурин А.Н. Геохимия антропогенеза: проблемные вопросы // Геохимия техногенеза. - Новосибирск, 1986. - С. 9-39.

277. Сущук Е.Г., Сахацкий И.И. Минералого-геохимические особенности эпигенетических изменений пестроцветов Северо-западного Донбасса // Геол. журнал, 1972. - Вып. 32, № 4. - С. 122-126.

278. Суярко А.В. Роль зон разгрузки глубинных вод в выяснении природы геотермических аномалий и рудной минерализации в Западном Донбассе // Вторая геологическая конференция "Степановские чтения". - Артемовск, 1968. - С. 161-163.

279. Суярко А.В. К вопросу о разгрузке вод глубоких горизонтов Украинской части Большого Донбасса // П-я геол. конференция "Степановские чтения". - Артемовск, 1969. - С. 209-212.

280. Суярко О.В. Про зв'язок зон розвантажування вод глибоких горизонтів палеозоя з глибинною тектонікою Донбасу // ДАН УРСР, 1970. - Сер. Б, № 5. - С. 403-405.

281. Суярко А.В., Суярко В.Г. Роль структурно-тектонического фактора в формировании химического состава подземных вод Донбасса // Проблемы региональной гидрогеохимии. - Л.: Изд-во геогр. об-ва СССР, 1979. - С. 108-109.

282. Суярко В.Г. Мышьяк в подземных водах Украинской части Донбасса и Приазовья // Геол. журнал, 1976. - Т. 36. - Вып. 2. - С. 132-135.

283. Суярко В.Г., Суярко А.В. Особенности формирования и практическое значение гидрогеохимических аномалий в условиях Большого Донбасса // Гидрогеохимические методы исследований в целях поисков глубокозалегающих рудных месторождений. - Томск: Изд-во ТПИ, 1978. - С. 124-126.

284. Суярко В.Г. Медь в подземных водах Украинской части Донбасса и ее значение при поисках сульфидных руд // Геол. журнал, 1979. - № 3. - С. 95-98.

285. Суярко В.Г. Гидрогеохимические особенности и поисковые критерии ртутных месторождений Донбасса // Геол. журнал, 1981. - Т. 41, № 2. - С. 147-149.

286. Суярко В.Г. Закономерности распределения микроэлементов в подземных водах северо-западной части Донецкого прогиба и их значение для поисков скрытого оруденения / Автореферат канд. дис. - Л., 1981. - 21 с.

287. Суярко В.Г. Геохімія підземних вод східної частини Дніпровсько-Донецького авлакогена / Автореф. доктор. дис. -К.:ІГМР НАН України, 1995. - 30с.

288. Суярко В.Г. Особенности формирования вертикальной гидрогеохимической зональности в мезозойских структурах Донецкого прогиба // Геол. журнал, 1984. - Т. 44, № 1. - С. 127-130.

289. Суярко В.Г. Гидрогеохимическая модель ртутных рудных полей Центрального Донбасса // 2-е Всесоюзное совещание. Генетические модели эндогенных рудных формаций. - Новосибирск, 1985. - Т. III. - С. 129-130.

290. Суярко В.Г. Влияние миграционных свойств ртути на определение ее в водных ореолах рассеяния атомно-абсорбционным и дитизоновым методами // Опыт и методика изучения форм нахождения элементов в рудах и их геохимических ореолах. - Тбилиси, 1986. - С. 53.

291. Суярко В.Г. Основные принципы классификации гидрогеохимических аномалий // Гидрогеохимические поиски месторождений полезных ископаемых. Тез.докл. Всесоюзного совещания. - Томск, 1986. - С. 66-67.

292. Суярко В.Г. Геохимические особенности подземных вод Донбасса // Геохимия. - 1988. - № 5. - С. 738-747.

293. Суярко В.Г., Отрешко А.И. Гидрогеохимическая зональность как критерий локального прогнозирования флюоритового оруденения в Южном Донбассе // Геологич. журнал, 1988. - № 1. - С. 46-49.

294. Суярко В.Г., Панов В.С. О соединениях азота в подземных водах (на примере Донецкого бассейна // Изв.ВУЗов. Геология и разведка, 1992. - № 4. - С. 107-112.

295. Суярко В.Г., Клитченко М.А. О возрасте ртутного оруденения Никитовского рудного поля // Условия локализации сурьмяно-ртутного и флюоритового оруденения в рудных полях. - Новосибирск: Наука, 1991. - С. 72-74.

296. Суярко В.Г., Істомін О.М. До питання про можливі причини формування гідрокарбонатно-натрієвих вод у глибоких горизонтах палеозою // ДАН України, 2005. – № 2. – С. 114-116.

297. Успенская Н.Ю. Пояс крупных разломов в пределах платформы юга Европейской части СССР и Средней Азии // Сов. геология, 1961. - № 3. - С. 88-96.

298. Федоров Ю.А. Эволюция изотопного и химического состава подземных вод и литогенез // Роль подземной гидросферы и история Земли. - М., 1990. - С. 104-105.

299. Филькин В.А. Опыт составления карты современных движений земной коры по территории Донбасса // Современные движения земной коры. – К.: Наукова думка, 1968. – С. 216-221.

300. Фролов Н.М. Гидрогеотермия. - М.: Недра, 1968. – 316 с.

301. Фурсов В.З. Первичные ореолы ртути рудных месторождений и их ртутное "дыхание" // Геохимические методы поисков и оценки рудных месторождений. - Новосибирск: Наука, 1985. - С. 100-106.

302. Фурсов В.З., Радзин В.П., Фурсова М.З. Ртутметрия и прогноз скрытого оруденения // Геохим. методы оценки флангов и глубоких горизонтов месторождений / АН СССР. Ин-т минерал., геохим. и кристаллохимии редких эл-тов. - М., 1990. - С. 102-116.

303. Харламов В.А. Химический состав и угленасыщенность подземных вод (на примере шахт Восточного Донбасса) // Геология, поиски и разведка твердых горючих ископ. - Тула, 1986. - С. 102-106.

304. Химический энциклопедический словарь / Под ред. И.П. Кнунянца. - М.: Сов. энциклопедия, 1983. – 792 с.

305. Ходьков А.Е., Валуконис Г.Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. - Л.: Изд-во ЛГУ, 1968. - 216 с.

306. Холланд Г.Д. Жильные минералы в гидротермальных месторождениях // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. - М.: Мир, 1970. - С. 325-366.

307. Чалов П.И., Тузова Т.Е., Алехина В.М. Изотопные параметры вод зон разломов земной коры в сейсмически активной зоне. - Фрунзе, 1980. – 105 с.

308. Чернов И.Г., Султанходжаев А.А., Юсупов Ш.С. О существовании мантийной углекислоты в подземных флюидах Тянь-Шаня // Узбек. геол. журнал, 1990.- № 4. - С. 62-69.

309. Чирвинская М.В., Соллогуб В.Б. Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена по геофизическим данным. – К.: Наукова думка, 1980. – 180 с.

310. Шайдецкая В.С. Включения жидкой углекислоты в галите из девонской каменной соли Днепровско-Донецкой впадины // Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования (по данным изучения флюидных включений в минералах). - К.: Наукова думка, 1978. - С. 154-158.

311. Шатский Н.С. Избранные труды в 4-х томах. - М.: Наука, 1964. - Т. 2. - 720 с.

312. Шварцев С.Л. Средние концентрации химических элементов в подземных водах зоны гипергенеза // Геология и геофизика. Сиб.отд. АН СССР, 1978. - № 4.- С. 63-75.

313. Швец С.Р. Органические вещества подземных вод. - М.: Недра, 1973. - 191 с.

314. Шестопалов В.М., Золинский М.П., Шнюков Е.Ф., Яковлев Е.А. Актуальные проблемы гидрогеологии и инженерной геологии Украинской ССР // Проблемы рационального использования геологической среды. - М.: Наука, 1988. - С. 224-243.

315. Шмальц Р.Ф. Генетическая модель глубоководного отложения эвапоритов // Соленакопление и соленосные отложения осадочных бассейнов. - М.: Недра, 1972. – С. 5-45.

316. Шумлянский В.А. Киммерийская металлогеническая эпоха на территории Украины. – К.: Наукова думка, 1983. – 220 с.

317. Щеглов А.Д. Флюоритовые месторождения-индикаторы процессов тектономагматической активизации // ДАН СССР, 1969. - Т. 188, № 2. - С. 421-423.

318. Щербаков А.В. Основные палеогидрогеохимические черты Большого Донбасса // Геохимия подземных вод некоторых районов Европейской части СССР. - М.: Изд-во АН СССР, 1963. - С. 5-37.

319. Щербаков А.В. Геохимия термальных вод. - М.: Наука, 1968. – 234 с.

320. Щербаков А.В. Закономерности обогащения подземных вод редкими химическими элементами // Применение гидрогеохим. метода при поисках рудных м-й. - М.: Изд-во ВСЕГИНГЕО, 1974. - С. 69-75.

321. Щербань И.П., Копылова Л.В., Шевченко В.И. Низкотемпературные околорудные метасоматиты. – К.: ИГФМ АН УССР, 1981. – 56 с.

322. Щербина В.В. Основы геохимии. - М.: Недра, 1972. - 295 с.

323. Эллис А.Дж. Химия некоторых исследованных геотермальных систем // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. - М.: Мир, 1970. - С. 389-427.

324. Эстерле О.В. Статистические свойства химических связей и температурная зависимость скорости эволюции открытых систем. - Алма-Ата: Из-во Каз. ИМС, 1980. – 46 с.

325. Яншин А.Л. Основные проблемы соленакопления // Проблемы соленакопления. Т.1. - Новосибирск: Наука, 1977. – С. 5-15.

326. Ярошевский А.А. Круговорот веществ земной коры и проблема геохимической эволюции биосферы // Развитие идей В.И. Вернадского в геол. науках. АН СССР, Ин-т геохимии и аналит. Химии. - М., 1991. - С. 31-42.

327. Andersson A. Nagot om Kvicksilrrets geokemi // Grundforbating, 1970. Bd.23, №5. S.31-40.

328. Ayrton S. Rifts, evaporites, and the origin of certain alkaline rocks // Geol. Rundsch., 1974. 63(2). P.430-450.

329. Banyevacz J., A talajvizek titrattartalma Baranya megye Pecsii jarasaban // Hidrologiai Kozlony, 1977. 11. Sz. 506-512.

330. Barnard I.L., Meiring P.G.I. Lources of hydrogen donors and their effects on denitrification rates // Conference on nitrogen as a water polutaut. Copengagen, 1975. P. 171-194.

331. Barnes H.L. Ore solutions, The system $ZnS-H_2S-H_2O$ // Carnegie Inst., Washington Year Book, 1959. 58. P. 163-167.

332. Basu Asish R., Wang Junwen, Huang Wankang,)SeGuaghong, Tatsumoto Mitsunobu. Major element, REE, and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: implications for their origin from suboceanic - type mantle re-servairs // Earth and Planet. Sci. Lett., 1991. Bd. 105. 1-3. P. 149-169.

333. Craig H. Isotopic composition of the Red Sea and Salton Sea geothermal brines // Scientist, 1966. V. 124, 3756. P. 1544-1548.

334/.Drever J.L., Lawrence J.B., Armstrong R.C. Gypsum and halite from the Mid-Atlantic Ridge, DSDP Site 395 // Earth Planet. Sci. Lett., 1979. 42(1). P. 98-102.

335. Ellis A.I., Mahon W.A.J.. Natural hydrathermal sustems and experimental hot water/ rock interactionX / Geochim. et Gosmo-chim. Acta, 1964. 28. P.1323-1357.

336. Fluid Movements-Element. Transport and the Coposition of the Deep Crust: Proc. NATO Adv. Res. Workshop Lindas, May, 18-24, 1987 // Kluwer Academy Publ., 1989. - 416p.

337. Goldhaber M.B., Wanty R.B., Chatham J.R., Reynolds R.L., Langmuir D. Interaction of subsurface brines with axyege nated meteoric wa-

ter, ray point uranium district South Texas, U.S.A. // Sci. geology member, 1984. 73. P. 143-151.

338. Ground-water contamination by road salt, Nova Scotia, Canada // Studo and Repts Hydrol., 1980. 30. P. 354-368.

339. Henley R.W., Ellis A.I. Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review // Earth-Sciens Retfeo, 1983. V. 19. P. 1-50.

340. Hinnens N.W. The solubility of sphalerite in aqueous solutions at 80 °C // Unpublished Ph.D.dissertation. Dep. Geology Princeton Univ., 1963. – 21 p.

341. Holland H.D. Marine evaporites and the composition of sea water during the Phanerozoic // Soc. Econ.Paleontolo Mineral. Spec. Publ., 1974. 20. P. 187-192.

342. Holser W.T. Mineralogy of evaporites marine minerals // Rev. Mineral. Washington, 1979. Vol. 6. P. 211-294.

343. Interpretat on dune anomalie geothermigue et geochimigue dans la region de Vittel -Contrexeville, Vosdes // Hydrogeol., geol., ing., 1984. 3 - P. 305-315.

344. Klusman R.W., Landress R.A. Mercury in soils of the Long Valley, California // I.Volcanol. and Geothernu Res., 1975. Vol. 5, 1. P. 492-65.

345. Kolle W., Strebel O. Formation of sulfate by microbial denitrification in a reducing aguifer // "Water supply, 1985. Pt. 3.1. P. 35-40.

346. Kuhnert P.M., Kuhnert B.R., Erhard. P., Prochaska A.L. Methyland inorganic mercury levels in maternal-placentafatal tissue sets // Trace Subst. Environ. Health.-XIV Proc. 14—th Annual Conf., Columbia, Miss., June 2-5, 1980. P. 182-188.

347. Lawrence A.R., Foster S.S.D. Denitrification in a limestone aquifer in relation to the security of low-nitrate groundwater supplies // Jons. Inot. Water Eng. and Science, 1986. 40, № 2. P. 159-172.

348. Lotze F. Steinsalz und Kalisalz //end ed. Gebr. Borntraeger, Berlin, 1957. Vol.1.-466 p.

349. Lucas D.H. The atmospheric pollution of cities // In" — ternational Journal of Air Pollution, 1958. 1/2. P. 71-83.

350. Manczak H., Szymanska H. Puinzipien des Schutzes gestauter uhd stehender Gewasser gegen Eutrophierung // Materialien zum International Symposium EUTROSYM'76. Karl-Marx-Stadt. DDR, 1976, B.5. S. 94-124.

351. Maslia lorries L., Prowell David C. Effect of faults on fluid flow and chloride contamination in a carbonate aquifer system //Tornal Hydrolog., 1990. V. 115, 1. P. 1-49.

352. Michard Gill. Behavior of major elements and some trace elements (Li, Rb, Cs, Sr, Fe, Mn, W, F) in deep hot water from granitic areas // *Chem. Geol.*, 1990. V.89, 1/2. P. 117-134.

353. Milanovsky Ye.Ye. Aulocogene of ancient platforms: problems of their origin and tectonic development // *Tectonophysics*, 1981. Vol. 73, 1-3. P. 213-248.

354. Ochsenjz K. On the formation of rock salt beds and mother liquor salts // *Proc. Philadelphia Acad. Sci.*, 1988. Pt. 2. P. 181-187.

355. Phelps D., Buseck P.R. Distribution of soil mercury and the development of soil mercury anomalies in the Yellowstone geothermal area, Wyoming // *Econ. Geol.*, 1980. Vol. 75. P. 730-741.

356. Physico-chemical characteristics of the aquatic system: 10th International symposium "Chemistry of the Mediterranean" 4-12 May, 1988. Primsten, Yugoslavia // *Mar. Chem.*, 1989. 28, № 1-3. – 265 p.

357. Pierre-Yves I. Neotectonique dans le karst du Nord du lac de Troune (Suisse) // *Karstologia*, 1990. № 15. S. 41-54.

358. Sato M. Oxidation of sulfide ore bodies, 11 Oxidation mechanisms of sulfide minerals at 25 °C // *Boon.geol.*, 1960, V. 55, № 6. P. 1202-1231.

359. Scanlon B.R. Relationships between groundwater contamination and major-ion chemistry in a karst aquifer // *STournal Hydrology*, 1990. V. 119, № 1-4. P. 271-291.

360. Schwarzenbach G., Widmer M. The solubility of Metallic Sulfides 1. Black mercury sulfide // *Helv. Chim. Acta*, 1963. V. 46. P. 2613-2628.

361. Sever Q W. The federal groundwater protection program-Today's hope // *Groundwater*, 1979. V. 17, № 1. P. 80-82.

362. Stern A.G. Summary of existing air pollution standards // *Journal A.P.Co A.*, 1964. № 1. P. 5-25.

363. Stoiber R.E., Rose W.I. Fumarole encrustations at active central American volcanoes // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1974. № 38(4). P. 495-516.

364. Todd D.J. Pollution Ground Water: A Review of the Significant Literature // H.S. Environmental Protection Agency, Washington D.C., 1974. – 215 p.

365. Ulmgren L. Swedish experiences in chemical treatment wastewater // *I. Water Poll. Contr. Fed.*, 1975. № 47. - P. 696-703.

366. Varekamp I.C., Buseck P.R. The speciation of mercury on hydrothermal systems, with applications to ore deposition // *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, 1984. Vol. 48, № 1. P. 177-184.

367. Vucotic S. Contribution al'etude de la solubilité de la galène, de la biende et de chalcoppyrite dans l'eau en présence , d'hydrogene sulfure entre 50 at 200°C // Bull.Bureau de Recherches Geol. et Mineres, 1961.№ 3. P.11-27.

368. White D.E. Magmatic, connate and metamorphic waters // Bull.Geol. Soc, Amer., 1957. № 12. P. 1659-1682.

369. White D.E. Thermal waters of volcanic origin // Bull. Geol. soc. Amer., 1957. V. 68, Pt1. P. 1637-1658.

370. White D.E. Geochemistry applied to the discovery, evaluation and exploitation of geothermal energy resurces // Geothermics., 1970 V.1. P. 58-80.

Наукове видання

Суярко Василь Григорович

**Геохимия подземных вод восточной части
Днепровско-Донецкого авлакогена**

Російською мовою

Друкується в авторській редакції

Комп'ютерна верстка Сухова В.В.

61077, Харків, площа Свободи, 4, Харківський національний
університет імені В.Н. Каразіна. Видавничий центр

Підписано до друку 11.06.06. Формат 60x84/16. Папір офсетний. Друк
різографічний. Обл.-вид. арк. 13,0. Умов.-друк. арк. 15,0. Наклад 300 прим.
Ціна договірна.

Надруковано ФОП "Петрова І.В."

61144, Харків-144, вул. Гв. Широнінців, буд. 79-в, кв. 137

Свідцтво про держ. реєстрацію ВОО № 948011 від 03.01.03.